

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ
ТЮМЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

Д. В. ЛОПАТИН

Е. Ю. ЛИКУТОВ

СТРУКТУРНАЯ И ПОИСКОВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Учебное пособие

Тюмень

Издательство

Тюменского государственного университета

2018

Авторы:

Д. В. Лопатин — кандидат географических наук, доцент, доцент кафедры геоморфологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

Е. Ю. Ликутов — кандидат географических наук, доцент кафедры физической географии и экологии Института наук о Земле Тюменского государственного университета, член-корреспондент Российской экологической академии

Рецензенты:

А. А. Григорьев — доктор географических наук, профессор физической географии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

А. И. Жиров — доктор педагогических наук, кандидат географических наук, профессор кафедры геоморфологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

С. И. Ларин — кандидат географических наук, доцент, заведующий кафедрой геоэкологии Института наук о Земле Тюменского государственного университета

Лопатин, Д. В.

Л771 Структурная и поисковая геоморфология : учебное пособие / Д. В. Лопатин, Е. Ю. Ликутов ; Министерство образования и науки Российской Федерации, Санкт-Петербургский государственный университет, Тюменский государственный университет. — Тюмень : Издательство Тюменского государственного университета, 2018. — 272 с.

ISBN 978-5-400-01332-4

Учебное пособие создано на основе курса лекций, читаемых доцентом Д. В. Лопатиным в Санкт-Петербургском государственном университете, фактический и теоретический материал которых был им получен в процессе внедрения результатов своих исследований, прошедших апробацию на практике, а также на международных, всероссийских, региональных форумах и в публикациях. Приведены современные представления о теории структурной геоморфологии как фундаментальной основы рудно-поисковой, нефтегазописковой и россыпной геологии и геоморфологии.

В пособие включены два авторских приложения: Карта структурных неоднородностей земной коры, выделенных по данным обзорных космических съемок (масштаб 1:15 000 000), и Прогнозная карта россыпной золотоносности Западного Прибайкалья (масштаб 1:1 000 000), составленные в соответствии с инструкцией ВСЕГЕИ «Минприрода».

Предназначено студентам старших курсов специалитета, бакалавриата, магистратуры учреждений высшего профессионального образования, обучающимся по направлению «География» и другим географическим направлениям, а также слушателям последипломного образования географических и геологических специальностей в объеме 56–60 учебных часов.

УДК 9(075.8)
ББК Д823я73

ISBN 978-5-400-01332-4

© Тюменский государственный университет, 2018

© Лопатин Д. В., Ликутов Е. Ю., 2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	9
1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ	11
1.1. Основные понятия и определения структурной геоморфологии	11
1.2. История возникновения научной дисциплины «Структурная и поисковая геоморфология»	18
1.3. Методология и основные проблемы, отражающие суть структурной геоморфологии	22
1.3.1. Связь между формой рельефа и ее геологическим содержанием	24
1.3.2. Соотношение структурно-геоморфологических свойств рельефа с его внутренней геологической структурой	25
1.3.3. Время как геоморфологический фактор	26
1.3.4. Механизм морфогенеза в структурной геоморфологии	27
1.3.5. Понятие «геоморфологическая структура»	28
1.4. Основные задачи структурной геоморфологии	29
1.5. Прикладные аспекты структурной геоморфологии	33
1.6. Методы качественного анализа в структурной геоморфологии	36
1.6.1. Орографическое картографирование	36
1.7. Количественная оценка морфологических характеристик и выявление морфологических особенностей земной поверхности	42
1.7.1. Общие вопросы морфометрии	42
1.7.2. Количественная оценка морфологических характеристик и выявление морфологических особенностей земной поверхности	43
1.8. Оценка плотности связи между морфометрическими и географо-геофизическими параметрами	56
1.9. Аэрокосмическая информация в структурной геоморфологии и новейшей геодинамике	57

1.9.1. Рельеф как организационная среда линеаментов, линеаментных зон и полей	59
1.9.2. Определение основных терминов и понятий в дистанционном зондировании	65
1.9.3. Природа криптоморфизма.....	71
1.9.4. Картографирование криптоморфных геоморфологических мегаструктур на примере Северной Евразии	72
1.9.5. Структурное моделирование земной коры на базе криптоморфных геоморфологических структур	77
1.9.6. Основные выводы и рекомендации.....	84
1.10. Дистанционные исследования тектонических структурных форм разного возраста в прогнозно-поисковом деле.....	85
1.10.1. Рельеф как универсальная модель геолого-тектонического и глубинного строения местности.....	87
1.10.2. Земная поверхность как геологический объект наблюдения и предмет геологического моделирования.....	88
1.10.3. Молодые структурно-геологические неоднородности.....	89
1.10.4. Древние структурно-геологические образования.....	91
2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ И ПОДХОДОВ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	99
2.1. Общие сведения о полезных ископаемых	99
2.1.1. Вещественный состав и строение земного шара	99
2.1.2. Классификация месторождений полезных ископаемых.....	102
2.2. Методика комплексного прогнозирования рудоносности площадей тектоно-магматической активизации на примере Орловско-Спокойнинского редкометалльного рудного поля.....	106
2.2.1. Вводные замечания	106
2.2.2. Общие представления о закономерностях строения рельефа Юго-Восточного Забайкалья и геолого-структурная характеристика региона.....	109

2.2.3. Физико-географические условия рельефообразования Юго-Восточного Забайкалья.....	117
2.2.4. Экзодинамика и характеристика основных комплексов рельефа	119
2.2.5. Структурно-геоморфологические условия.....	129
2.2.6. Методика построения геоморфологической карты рудного поля масштаба 1:10 000	133
2.2.7. Геоморфологическая классификация рельефа.....	138
2.2.8. Генерализация данных геоморфологического картографирования	139
2.2.9. Выявление геоморфологических рудоиндикационных признаков	141
2.2.10. Комплексный линеаментный анализ	143
2.2.11. Составление картосхем линеаментов, выявленных по аэрофотоматериалам крупных масштабов	144
2.2.12. Выделение линеаментов по топографической карте масштаба 1:25 000	145
2.2.13. Составление и анализ картосхем блокового деления	148
2.2.14. Составление и анализ картосхем плотности линеаментов	150
2.2.15. Составление и анализ важнейших аналитических морфометрических карт и схем.....	151
2.2.16. Методика построения и описание карт мощностей рыхлых отложений масштаба 1:10 000.....	156
2.2.17. Геоморфологическое прогнозирование	158
2.2.18. Совместный анализ материалов геоморфологии, геохимии, геологии, геофизики	159
2.3. Прогнозирование локальных рудоносных тел этапов тектономагматической активизации в условиях платформенных плит на примере Золотицкого кимберлитового рудного поля.....	166
2.3.1. Задачи и методы их решения	167
2.3.2. Индикаторы трубок взрыва на аэрокосмических материалах высокого пространственного разрешения	168
2.3.3. Индикаторы трубок взрыва на радиолокационных изображениях масштаба 1:90 000.....	172

2.3.4. Анализ сходств и различий индикаторов	174
2.3.5. Геологическая сущность ореольных структур ландшафта	175
2.3.6. Реконструкция глубинного очага кимберлитового магматизма	178
2.3.7. Составление и анализ схем регионального прогнозирования рудных полей	179
2.3.8. Схема автоматизированных поисков трубок взрыва	182
2.4. Структурно-геоморфологические и новейшие тектонические исследования при нефтегазопоисковых работах	184
3. ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА И РОССЫПИ	188
3.1. Общие термины и определения	188
3.1.1. Исследование россыпей	188
3.1.2. Анализ и генетический смысл понятия «россыпь»	189
3.1.3. Происхождение россыпей (генезис)	190
3.1.4. Возраст россыпей	191
3.1.5. Морфология россыпей	191
3.2. Коренные месторождения как первоисточник россыпных полезных ископаемых	192
3.2.1. Образование и типы рудоносных структурных форм на примере золоторудных месторождений	192
3.2.2. Формы и размеры рудных месторождений	194
3.2.3. Влияние вмещающих пород	195
3.2.4. Расположение россыпных золоторудных месторождений относительно элементов рельефа	195
3.3. Эволюция рельефа и образование россыпей	199
3.4. Классификация россыпей	201
3.5. Процессы выветривания коренных месторождений и образование элювиальных россыпей	203
3.5.1. Процессы физического выветривания	203
3.5.2. Процессы химического выветривания	203
3.5.3. Вторичные изменения коренных месторождений и элювиальное россыпеобразование	204

3.6. Склоновые (делювиальные) процессы и россыпеобразование.....	207
3.6.1. Процессы склоновой денудации.....	207
3.6.2. Делювиальные россыпи	209
3.7. Делювиально-солифлюкционные россыпи.....	211
3.8. Аллювиально-пролювиальный и коллювиальный процессы эрозии коренных месторождений горными речками, ключами и россыпеобразование	213
3.9. Гетерогенные россыпи	214
3.10. Аллювиальные россыпи	215
3.11. Террасовые россыпи	220
3.11.1. Россыпи террас платформенных долин.....	222
3.11.2. Террасовые россыпи горных стран.....	222
3.12. Россыпи древнего аллювия, залегающего в современных долинах и террасовалах	225
3.13. Россыпи долин, потерявших связь с современным рельефом	229
3.13.1. Россыпи поверхностей выравнивания	229
3.13.2. Россыпи приподнятой долинной сети	231
3.13.3. Россыпи опущенной долинной сети	233
3.14. Россыпи областей древнего оледенения.....	236
3.14.1. Типы россыпей в ледниковых областях	236
3.15. Водно-ледниковые россыпи	240
3.16. Морские береговые россыпи	241
3.16.1. Источники поступления полезных минералов в прибрежно-морские россыпи.....	242
3.16.2. Области накопления морских россыпей.....	244
3.16.3. Механизм образования морских россыпей	245
3.16.4. Трансгрессивно-регрессивные этапы формирования россыпей	246
3.16.5. Геоморфологические и литодинамические критерии поиска прибрежно-морских россыпей.....	249
3.17. Россыпи шельфа.....	251
3.17.1. Фациальные условия формирования россыпей шельфа.....	251

3.18. Техногенные россыпи	254
3.19. Особенности формирования и залегания морских россыпей основных групп тяжелых минералов	255
3.19.1. Россыпи алмазов	255
3.19.2. Россыпи олова	256
3.19.3. Россыпи золота	256
3.19.4. Комплексные россыпи тяжелых минералов.....	257
3.20. Методические основы геоморфологических исследований при поисках россыпей.....	258
3.20.1. Сбор данных	258
3.20.2. Оценка геоморфологической обстановки	260
3.20.3. Реконструкция истории формирования рельефа	260
3.21. Расчет запасов в россыпных месторождениях по категории P_3	261
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	263
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	264
ПРИЛОЖЕНИЯ	268

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Структурная и поисковая геоморфология» является составной частью обширной области знаний, которую мы называем «Прикладная геоморфология». В свою очередь, «Прикладная геоморфология» представляет собой практическое приложение знаний общей геоморфологии. «Структурная геоморфология» в этой связи является фундаментальной основой поискового дела, а «Поисковая геоморфология» — его практическим осуществлением. Несколько особняком к этой структуре стоит «Россыпная геоморфология». Ее фундаментальную основу составляет еще и «Эволюционная геоморфология горных стран», так как в прогнозировании россыпей в первую очередь необходимо учитывать наиболее благоприятный для россыпеобразования этап рельефообразования, чаще всего — горной страны. Необходимо найти определенное место россыпеобразованию в эволюционном ряду рельефообразования горной страны либо ее отдельных геоморфологических формаций. Таким образом, без всестороннего структурно-геоморфологического анализа нельзя разобраться в структуре «Эволюционной геоморфологии», и наоборот. С такой сложной системой взаимосвязей понятий и блоков знаний мы сталкиваемся при формировании данного курса.

Курс содержит три части. В **первой** рассматриваются теоретические аспекты структурной геоморфологии. **Вторая часть** посвящена вопросам использования теории структурной геоморфологии при поисках продуктивных структурных форм по трем важным направлениям. *Первое* касается прогнозирования внутри зон тектономагматических областей складчатых поясов на примере Орловско-Спокойнинского редкометалльного рудного поля. *Второе* направление связано с не вскрытыми эрозией кимберлитовыми трубками взрыва на примере Золотицкого рудного поля Зимнего берега Белого моря, *третье* — с прогнозированием в нефтегазоносных регионах. В разработке методики прогнозирования и поисков первых двух направлений авторы принимали непосредственное участие. Во всех случаях методические работы осуществлялись с использованием ландшафтных и структурно-геоморфологических индикаторов продуктивных геологических тел, выявленных с помощью углубленных

дистанционных исследований. **Третья часть** посвящена использованию теории и практики эволюционной и структурной геоморфологии при поисках россыпных месторождений тяжелых минералов.

Объектом исследований является **рельеф** земной поверхности: его морфология, происхождение, возраст и динамическая стадия развития. *Предмет* исследований — **поисковые модели**, в которых рельеф выступает в качестве системообразующей основы ландшафтной индикации.

Для того чтобы освоить курс, необходимо сформулировать целевое задание, которое должно включать *получение геоморфологической и палеогеоморфологической информации для оценки контролирующих, вмещающих и локализирующих факторов образования и размещения месторождений полезных ископаемых.*

Для осуществления этих целей необходимо решить ряд взаимосвязанных задач:

- рассмотреть основные проблемы структурной геоморфологии и методы их решения в целях определения поисковых аспектов месторождений полезных ископаемых;
- выявить роль ландшафтных, геоморфологических и структурно-геоморфологических индикаторов при поисках коренных рудных месторождений;
- определить место эволюционно-геоморфологического и структурно-геоморфологического анализа при поисках россыпей в системе восходящей и нисходящей ветвей литодинамического потока вещества литосферы;
- показать роль рельефа и его криптоморфной производной, с которой мы сталкиваемся чаще всего при поисках подвижных углеводородов и погребенных в недрах земной коры рудоносных тел в системе понятий «конформности–дисконформности» рельефа и геологического субстрата.

Издание подготовлено в соответствии с требованиями Федерального государственного образовательного стандарта по направлению подготовки «География» (специализация «Геоморфология и палеогеография»). Оно содержит новейшие достижения научной мысли и конкретной практики на 2013 г. Аналогов данного учебного пособия на русском языке нет.

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

1.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Структурная геоморфология, как и любые другие геоморфологические знания, основывается на понятии «рельеф земной поверхности». Рельеф обладает свойствами двумерной геометрической поверхности, разделяющей подвижные и консервативные геосферы Земли. К подвижным средам относятся атмосфера и гидросфера, к консервативной — литосфера, в особенности ее верхняя хрупкая оболочка, земная кора. Постоянное физико-химическое взаимодействие этих оболочек создает разность потенциалов между ними. Чем она выше, тем интенсивней происходит процесс рельефообразования. Этот процесс создает рельеф земной поверхности, обладающий неким энергетическим слоем, интенсивность развития которого и определяет движущую силу изменения его морфологии или геометрического положения в структуре межоболочечного раздела, и обуславливает латеральное распределение геоконплексов и геопотоков вещества и энергии.

«Структурная геоморфология» — это научное направление в общей геоморфологии, возникшее на стыке геоморфологии (географической научной дисциплины о рельефе земной поверхности), геотектоники, геофизики и дистанционных исследований (см. рис. 1). Оно занимается раскрытием особенностей строения и развития Земли на основе изучения закономерностей связи рельефа с геологическим субстратом, участие которого в ней может проявляться в двух (положительном и отрицательном) состояниях: статическом (пассивная препарировка пород разной прочности) и динамическом, обусловленном тектоническими движениями. Структурная геоморфология изучает баланс связи между ними. Баланс этот может быть высоким и низким.



Рис. 1. Схема взаимодействий и взаимосвязей структурной и поисковой геоморфологии в системе геоморфологических знаний

Высокими энергетическими показателями рельефа обладают горные районы, а низкими — равнины. Области с отрицательным энергетическим балансом мы называем осадочными бассейнами. Между ними всегда находятся поверхности с нулевым энергетическим потенциалом. Такие области или отдельные поверхности мы называем поверхностями выравнивания. Они могут быть структурными (пластовыми), денудационными, аккумулятивными и смешанными (полигенетическими). Таким образом, *интенсивность и знак экзодинамических процессов являются первейшими показателями интенсивности эндодинамических явлений.*

Весь процесс рельефообразования подчинен действию единого литодинамического потока вещества литосферы. Он зарождается

глубоко в мантии Земли. Причины его возникновения и движения мало изучены и весьма дискуссионны. Этой проблемой занимается наука геотектоника. Но нам интересен тот факт, что в *литодинамическом потоке* наблюдаются три стадии развития: восходящая, нисходящая и консервирующая геопоток. В **восходящую** стадию происходит поднятие вещества литосферы в зону физического и химического выветривания. На контакте геосфер возникает физическая и химическая кора выветривания, состоящая из разрыхленной процессами выветривания верхней части земной коры. Поле силы тяжести как величина квазипостоянная создает предпосылки к перемещению ее продуктов от участков поднятий к участкам опусканий, т. е. является движущей силой нисходящей ветви литодинамического потока. Именно на этой стадии начинают действовать все рельефообразующие процессы, приводящие к возникновению рельефа, что является объектом изучения уже «климатической», или эволюционной, геоморфологии. Восходящая ветвь потока вещества литосферы есть объект изучения геотектоники, а ее индикационной ролью занимается морфотектоника. Структурная геоморфология в этой связке осуществляет результирующее действие новейшей тектоники и литоморфизма, или новейшими тектоническими условиями протекания совокупного процесса рельефообразования, и оперирует его параметрами. Последнее обстоятельство требует более подробного рассмотрения.

В **нисходящую** стадию потока происходит разрыхление вещества земной коры. Оно начинается сразу же после возникновения уклонов поднимающейся поверхности. Но процесс «поднятия–опускания» протекает по-разному в разных геотектонических областях. В горах он зависит от типа горообразовательного процесса: конструктивного, деструктивного, сводового и др., а на равнинах — в основном от эвстатических колебаний уровня моря. Например, он может носить формы конденудационного, конэрозионного поднятия или конседиментационного прогибания — без изменения первичной поверхности под действием уравнивания сил «опусканий–поднятий» с осадконакоплением или, наоборот, с размывом поднимающихся участков земной коры. *Всеми этими условиями*

рельефообразования, тектоническими движениями и денудацией вещественных комплексов и занимается структурная геоморфология.

На третьей **консервирующей геопоток** стадии рыхлое вещество попадает в конечные коллектора и его движение прекращается. Рыхлый материал уплотняется, теряет воду, под действием силы тяжести литифицируется, под воздействием тепла и давления метаморфизуется и превращается в кристаллический субстрат. Литодинамический процесс сменяется процессами формирования кристаллических (скальных) пород.

Морфологический эффект этого процесса может проявляться в трех формах ярусного рельефа. *Первая форма* выражается в виде ступенчатости рельефа склонов горных систем с образованием поверхностей выравнивания и разделяющих каждый их уровень склонов — денудационно-тектонической ярусности. В этом случае при импульсах выравнивания энергетическая напряженность денудационных процессов превышает напряженность тектонических движений. Затем следует тектонический импульс и т. д. Формируется рельеф «предгорной лестницы». *Вторая форма* — результат блоковых новейших тектонических вертикальных перемещений «вверх–вниз» исходной денудационной поверхности выравнивания. Наиболее ярко этот тип ярусности проявляется в деструктивном горообразовательном процессе. *Третья форма* связана с вертикальной климатической поясностью в горах, согласно границам которой располагаются морфодинамические пояса: нивально-лавиновый, каровый, троговый, предгорно-аккумулятивный и т. д., — названные по преобладающему процессу экзодинамического рельефообразования. Ярусность такого типа может формироваться при преобладании тектонических вертикальных движений над экзодинамическими процессами. В этом случае вертикальная амплитуда развития каждого яруса косвенно обозначает интенсивность тектонических движений в период их формирования. Пример тому — альпийский рельеф гор.

Одновременно с этим может существовать и плоский, безъярусный рельеф с развитием планиформных долин, склоны которых

плавно переходят в водоразделы. Он может быть как аккумулятивным (Великие аллювиальные равнины), так и денудационным (Гобийские гаммады, Балтийский и Канадский щиты). При взгляде на такой рельеф с космических высот на их унылой поверхности часто весьма отчетливо различаются тонометрические геометризованные аномалии изображения в виде линеаментов, их сетей и полей, которые отображают либо живые зарождающиеся структурные формы, либо препарированные денудацией «мертвые» геологические неоднородности. При увеличенном рассмотрении оказывается, что некоторые их образы могут состоять из растительных ассоциаций, приуроченных к ложбинам, седловинам, склонам повышенной крутизны, геометризованным отдельным формам эрозионного рельефа: спрямленным или закругленным участкам долин, цепочкам озер, болотистым западинам или их элементам. Поля, зоны и линии, представленные упорядоченными системами таких малых форм, вслед за Ю. А. Мещеряковым, предлагается назвать *криптоморфными*, или, по предложению Ю. П. Селиверстова, *криптогенными*. В геологической литературе такие образования иногда называют *инфраструктурами*, так как они являются индикаторами элементов тектонического и глубинного строения.

На практике выяснилось, что подобные безъярусные квазидвумерные геометризованные пространственно упорядоченные линеаменты, зоны и поля, созданные малыми формами рельефа, наблюдаются и в двухъярусном рельефе платформенных равнин, и в многоярусном рельефе горных стран. Достаточно здесь упомянуть о ранних работах В. Г. Трифонова, А. А. Борисова, Е. С. Кутейникова, В. И. Макарова и др. На свойстве криптоморфизма рельефа основано учение И. Н. Томсона и М. А. Фаворской о сквозных рудоконцентрирующих структурах складчатых и активизационных структурно-тектонических областей, геолого-морфологических образах структур центрального типа В. В. Соловьева, ошибочно идентифицировавшего все их разнообразие с морфоструктурами. Прекрасные описания подобных образований даны Ю. Г. Сафоновым в монографии «Космическая информация в геологии» (1983).

Структуры центрального типа по-разному отображаются в рельефе. Есть типичные кольцевые, кальдерно-кольцевые, купольно-кольцевые, кальдерно-купольно-кольцевые и другие морфоструктуры. Примерами их могут быть соответственно палеовулкан Гуэль-Эр-Ришат в Африке, расслоенная интрузия Кондер на Алданском щите, гранитоидные массивы гор Жосалы, Улькен-Каракуус, Байназар на Казахстанском щите, кольцевой хребет Кент, массивы Кызылтас, Алсорен там же и многие другие. Но вместе с тем существуют и такие, которые требуют для своего выделения серьезного морфометрического анализа, а для выделения абсолютного большинства структур центрального типа и этих построений недостаточно. Они выявляются в основном методами дистанционного аэрокосмического исследования.

Мало кто обращал внимание на тот факт, что на морфотектонических картах и схемах Г. Ф. Уфимцева почти полностью отсутствуют контуры кольцевой, кальдерно-кольцевой, линейно ориентированной геометрии. Данный исследователь последовательно и неуклонно работает в поле трехмерных параметров земной поверхности. И его метод не в состоянии выделить квазидвумерные безъярусные образования крипоморфных геоморфологических структур (КГС). По этой причине их там крайне мало. На Карте современной динамики рельефа (под ред. В. М. Котлякова, С. К. Горелова (2003), масштаб 1:5 000 000) по этой же причине купольные, кольцевые и линейно ориентированные контуры тоже не доминируют. Это обстоятельство лишний раз доказывает, что КГС не выделяются с помощью геоморфологического и морфометрического методов анализа рельефа. Они выделяются лишь с помощью картометрического (по методике В. В. Соловьева) и тонометрического анализов дистанционных изображений местности.

На схемах И. К. Волчанской, J. Kutina, А. П. Кулакова, И. Н. Томсона, А. А. Гаврилова и многих других, размещенных в многочисленных монографиях и статьях, наоборот, не картируются иные структурные образования, кроме геометризованных центровых и ориентированных линеаментных систем. Картометрический и дистанционный методы картирования структурных линий разной

геометрии оптимальны при работе с квазидвумерными безъярусными геоморфологическими образованиями, обуславливающими соответствующие ландшафтные аномалии и их отображение на материалах космических фотосъемок.

Причина такой поляризации результатов работы с геоморфологическим объектом — рельефом местности — заключается в следующем. При работе с ярусной контрастной поверхностью рельефа привычными геоморфологическими методами оптимально выделяются особенности геоморфологических формаций и ландшафтов, ансамбли которых являются индикаторами морфоструктур (в классическом определении И. П. Герасимова и Ю. А. Мещерякова), конформных новейшим тектоническим неоднородностям или препарированным квазиконформным «мертвым» структурным образованиям субстрата. Безъярусный рельеф, генерализованный на космических изображениях в образы, дисконформен. Он является индикатором глубинных процессов, дошедших до земной поверхности в ослабленном виде, формирующих диссипативные структурные ансамбли, о природе которых идет речь в работах Д. В. Лопатина и других авторов. Все остальные формы отображения геологического строения в рельефе являются промежуточными членами континуального ряда между выше охарактеризованными крайними его звеньями.

Для того чтобы начать изучение какой-либо территории, перспективной для поисков полезных ископаемых на основе теории структурной геоморфологии, необходимо на опережающей стадии поисков составить рабочую структурно-геоморфологическую модель местности, определить место региона в ряду изменений литодинамического потока. Эту модель необходимо рассматривать как *предмет* поисковых исследований. К примеру, в районах, перспективных на рудные полезные ископаемые, внимание направлено на общие черты тектонического рельефа и места в нем рудоносных тел: в денудационном срезе или ниже земной поверхности. В зависимости от этих причин выбираются те или иные методы диагностики. В районах, перспективных на подвижные углеводороды, модель исследуется на предмет поисков явных или скрытых

тектонических и структурных ловушек. Ими могут быть поверхностные брахиформные образования, «окна дробления» земной коры, возникающие при пересечении линеаментов в виде не вышедших на поверхность разломов или диаклазов, флюидных потоков, фиксирующихся на космических снимках в виде тонометрических аномалий, и др.

В районах, перспективных на россыпи, необходимо выделить из структурно-геоморфологической среды те этапы развития рельефа, которые наиболее продуктивны для россыпеобразования. Ими могут быть области пассивного горообразования, находящиеся на нулевой или нисходящей стадиях развития. В этих условиях скорости денудационных процессов либо сбалансированы с восходящими тектоническими движениями, либо несколько превышают скорости поднятия.

Всеми этими вопросами и занимается структурная геоморфология, имея фундаментальный и прикладной (поисковый) аспекты исследований.

1.2. ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ НАУЧНОЙ ДИСЦИПЛИНЫ «СТРУКТУРНАЯ И ПОИСКОВАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ»

Обе эти категории с начала возникновения развивались параллельно, обогащая одно другим. На рубеже XX и XXI вв. произошел взрыв познания окружающего нас мира и его приспособления к нуждам человечества, иными словами, научно-техническая революция. Наука и техника стали неразрывными половинками совокупного технологического продукта, обеспечивающего степень комфортности человеческого бытия. Процесс слияния повлиял на быструю дифференциацию науки на все более узкие и углубленные области знания, все большее сужение кругозора ученого за счет углубления в сущность предмета исследований. Конечно, ветвление науки — процесс объективный. Он является показателем высокого уровня ее развития, требующего расширения арсенала

методов исследований. Их совершенствование неизбежно приводит к обособлению каждого из них и формированию методической основы новой научной дисциплины. Не обошел этот процесс стороной и наука о Земле в целом, и геоморфологию в частности. Да и сама геоморфология возникла на стыке геофизики, геологии и физической географии и первоначально называлась «физическая геология».

Важной тенденцией современной науки является углубление взаимодействия смежных научных направлений. Особенно усилило сплетение различных, иногда далеко отстоящих друг от друга, научных дисциплин появление интеграционных механизмов — ГИС-технологий.

Кроме того, существует еще одна тенденция в науках о Земле XXI в. — это гуманитаризация естествознания, появление новых утилитарных научных знаний экологического, туристического и природно-эстетического векторов развития. В геоморфологии — это геоморфология инженерная, экологическая, сельскохозяйственная, эстетическая, рекреационная, планировочная и др. Хотя сама геоморфология как наука еще не может считаться окончательно сформировавшейся, но ответвления от ствола общей геоморфологии происходят на наших глазах достаточно быстро. Давать оценку этому процессу бессмысленно, поскольку он объективен. И это явление можно только констатировать.

Теоретические основы структурной геоморфологии как «геологической» ветви общей геоморфологии также не могут считаться сложившимися окончательно. Вместе с тем нельзя не принимать во внимание тот факт, что здесь сделано уже немало. Основы научного направления структурной геоморфологии были заложены в России трудами великого геоморфолога-эволюциониста И. Д. Черского, геологов-геоморфологов В. А. Обручева, М. М. Тетяева, Я. С. Эдельштейна, С. С. Шульца, И. С. Щукина, Б. Л. Личкова, И. П. Герасимова и развиты геоморфологом-геофизиком Ю. А. Мещеряковым, геологами-геоморфологами Н. А. Флоренсовым, Г. И. Худяковым, физико-географом-геоморфологом А. Н. Ласточкиным, горными инженерами-геоморфологами Г. Ф. Уфимцевым, О. М. Адаменко

и др. Но нельзя не отметить и огромный вклад в развитие теоретических основ структурной геоморфологии выдающихся зарубежных геоморфологов-одиночек В. М. Дэвиса, А. Пенка, В. Пенка, Л. Кинга, Г. Кюглера и геоморфологов французской (J. Tricart, P. Birot) и английской школ (P. Milton) и др.

В 1950–80-е гг. структурная геоморфология развивалась в рамках широко известного морфоструктурного направления, заложенного Б. Л. Личковым и развитого в учение о морфоструктурах И. П. Герасимовым и Ю. А. Мещеряковым. В результате трансформации этого учения в прикладную сферу В. П. Философовым и последователями его школы заложены теоретические основы развития методов поисков и прогнозирования полезных ископаемых, широко используемых в геологической практике и сегодня.

Параллельно с этим Н. А. Флоренсов предпринимал интересные попытки объединения структурной и климатической ветвей геоморфологии в единый морфологический анализ, выдвинув концепцию о геоморфологических формациях, основанную на балансе внутренних и внешних сил Земли. Он полагал, что в структуре и самом веществе геологического субстрата заложены свойства, генерирующие соответствующие формы экзогенного рельефа. В качестве примера, иллюстрирующего данную модель, можно привести траппы, рельеф на которых весьма специфичен и черты строения которого резко индивидуальны и позволяют рассматривать его как особую геоморфологическую формацию. Вторым свойством субстрата является его новейшая геодинамическая специфика, которая, как и субстрат, в границах определенной геодинамической зоны генерирует индивидуальность геоморфологического ландшафта, черты его строения передаются не столько через формы препарировки субстрата, сколько через интенсивность и стиль новейшего геодинамического действия. Прямых определений термина «геоморфологическая формация» Н. А. Флоренсов не дает. Он рассматривает понятие о геоморфологических формациях (единство рельефа и геологического субстрата, закономерно существующее и изменяющееся) как «не просто полезное, но методически необходимое в совместной работе геологии и геоморфологии»

и фактически уже нашедшее свое место во всех крупных общих и региональных исследованиях по структурной геоморфологии» [39]. Иллюстрацией такого единства субстрата, новейших движений и рельефа является купольный рельеф молодых «всплывающих» автохтонных гранитоидных массивов, вулканических построек, генерирующих конически-кальдерные формы макро-рельефа. Горообразовательная геодинамика и процессы, приводящие к созданию рельефа великих аккумулятивных равнин, как и литоморфные свойства субстрата плато, могут способствовать созданию обусловленных этим процессом геоморфологических формаций плоскогорий и равнин. Горообразовательному процессу будет соответствовать эрозионно-тектонический рельеф с проявлением в нем вертикальной геоморфологической поясности (латеральных морфодинамических рядов генетически связанных между собой форм рельефа, образующихся «по вертикали»), обусловленной наложением на вертикальные тектонические движения климатической поясности как общеоболочечного явления. В пределах плато рельеф будут определять уже три неравноценных фактора: литоморфные особенности пластовых отдельностей (доминанта), эрозионная деятельность и климатическая зональность. При этом литоморфные свойства субстрата будут фактором, определяющим строение рельефа земной поверхности. В пределах великих аккумулятивных равнин особенности структуры рельефа будут обусловлены отношением интенсивности аккумуляции и нисходящих тектонических движений.

Приводимые примеры кажутся тривиальными, но они позволяют особенно наглядно представить себе роль субстрата как вещества и геологической формы его движения. Последнее определяется соотношением «субстрат–рельеф», что подчеркивает, насколько геолог должен быть геоморфологом, а геоморфолог — геологом. Таким образом, сопоставлением субстрата и форм рельефа, осознанной оценкой их соотношения и соответствия (конформность–дисконформность) занимаются все современные геологи-геоморфологи. Значит, и идея о геоморфологических формациях, казалось бы, не включает в себе новой методики в геоморфологических ис-

следованиях. Но это не так. Последняя же (методика) должна быть конкретной и комплексной — *геолого-геоморфологической*. Именно из этого и следует новое методологическое качество ее содержания: она должна быть формационно-геоморфологической.

1.3. МЕТОДОЛОГИЯ И ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ, ОТРАЖАЮЩИЕ СУТЬ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Понятие, термин и определение «структурная геоморфология» возникли сравнительно недавно. В отечественную литературу оно было введено И. С. Щукиным в 1952 г. Одновременно с этим данный термин был определен и Ж. Трикаром в том же 1952 г. Термин быстро приобрел право на существование. В настоящее время под данным научным направлением принято понимать *совокупность принципов и методов геоморфологических исследований, вскрывающих выражение геологической структуры как в современном рельефе, так и в древнем*. В таких специализированных исследованиях имеются в виду *внешние* морфологические эффекты геологической структуры, в каких бы географических и историко-географических условиях они ни проявлялись и в каких бы целях и картографических масштабах ни производилось их изучение.

Всем известно, что крупнейшими структурно-морфологическими элементами Земли являются выпуклости материков и вогнутости океанов, а мельчайшими — микроформы рельефа, связанные своим происхождением с микроструктурными элементами геологического субстрата. Множество переходных групп заключено между этими крайними членами дискретного ряда. Структурные плато и их морфологические аналоги — денудационные плоскогорья, равнины, горные хребты и межгорные впадины — составляют средние звенья сложного ряда структурных форм, называемых иначе морфоструктурами. Именно в них соответствие наружного рельефа земной поверхности внутреннему геологическому строе-

нию достигает наивысшей степени, особенно на ранних стадиях их развития.

Таким образом, *структурная геоморфология имеет дело с отражением в рельефе Земли геологических структурных форм любого масштаба и порядка. Она связана с познанием специфических морфогенерирующих свойств самих этих структурных форм.* Это научное направление уходит своими корнями в структурную геологию, региональную геологию, тектонику и связывает геологию и общую геоморфологию. С другой стороны, *она является фундаментальной основой ее прикладного технологического аспекта — поисковой геологии-геоморфологии.*

В то же время наблюдается глубокое различие в функциях, выполняемых геологической структурой по отношению к внутреннему строению земной коры и наружному рельефу земной поверхности. Развитие земной коры идет через развитие самих геологических структурных форм и их комплексов. Эволюция рельефа протекает в зависимости от развития геологических структурных форм, но не обусловлена ими полностью. Структурная геоморфология, как и структурная геология, исследует соотношения внутренних и внешних форм родственных явлений, относящихся к зоне экзоконтакта литосферы с одной стороны и атмосферы и гидросферы — с другой. Но структурная геоморфология изучает взаимодействие геоморфологического пространства, соприкасающегося с глубоко отличной от литосферы физико-химической средой воздуха, льда, воды. Геологическая среда анализирует структуру внутренних и внешних форм геологических тел в процессе их механических деформаций. Для объектов структурной геоморфологии момент их соприкосновения с окислительной средой атмосферы и гидросферы означает толчок к началу рельефообразования. При отсутствии такого соприкосновения геологические деформации создают лишь возможный геоморфологический потенциал. Для объектов структурной геологии соприкосновение с атмосферой и гидросферой означает толчок к началу их видоизменения (вплоть до разрушения). Их существование в недрах земной коры, вне контакта

с земной поверхностью может длиться сколь угодно долго, до тех пор, пока структурная форма не выйдет на дневную поверхность.

1.3.1. Связь между формой рельефа и ее геологическим содержанием

Подобная связь является важнейшим методологическим вопросом структурной геоморфологии.

В *объектах структурной геологии* предпосылки для решения этого вопроса весьма очевидны. Под *содержанием* геологического тела или формы понимается его вещественный состав, микроструктура и текстура. *Формой* геологического тела является слой для первично осадочных пород или интрузивное образование. Это позволяет по форме геологического тела судить о его геологическом содержании. Соответствие формы содержанию в слоях первично осадочных пород столь велико, что неистребимо даже в условиях метасоматоза, глубинного метаморфизма и колоссальных промежутков времени, в течение которых шансы на уничтожение первичных признаков пород и структур неизмеримо возрастают. Примером такого соответствия является пластовая структура Русской плиты, где рифейские, вендские, кембрийские, ордовикские и более молодые пласты практически не изменили своего геологического содержания.

В *объектах структурной геоморфологии* при оценке с тех же позиций геологическая *форма становится на место геоморфологического содержания*. Содержание же приобретает новую специфическую форму: вторичную по отношению к состоянию геологических форм в земной коре и первичную в новой субэпирально-субаквальной среде, в которой развивается рельеф. В таком смысле каждый структурно-геоморфологический объект является более сложной и исторически позже возникающей категорией. Он становится обладателем новых качеств по отношению к породившей его геологической форме. Эти новые качества вливаются в поток преобразований, отражающих прерывисто-непрерывный процесс развития земной коры в процессе рельефообразования.

Возникая в неустойчивых условиях взаимодействия подвижных (ландшафтообразующих) и консервативных (литосфера) геосфер, *структурно-геоморфологическая форма, понимаемая как комплекс связанных единым происхождением форм и соответствующих им геологических структур, постоянно видоизменяется (метаморфизуется) и оказывается гораздо менее консервативной, чем ее геологическое содержание, в основе которого остаются вещественно-геологические свойства субстрата.* Разные стадии геоморфологического метаморфизма первичной геологической структуры могут образовывать латеральные ряды форм, объединяемых в геоморфологические фации или морфодинамические комплексы с вертикальной и горизонтальной дифференциацией.

1.3.2. Соотношение структурно-геоморфологических свойств рельефа с его внутренней геологической структурой

Данный вопрос является ключевым звеном методологии структурной геоморфологии. В природе мы имеем дело с бесчисленным множеством степеней соответствия наружных форм рельефа структуре субстрата: от почти полного соответствия, или *конформности*, до почти полного несоответствия — *дисконформности*.

Высокая степень конформности для рельефа и геологических структур не характерна. Ею обладают быстро развивающиеся, или «живые», структурные формы — современные сбросы, сдвиги, сейсмодислокации, — а также препарированные «мертвые» образования: дайки, жилы, интрузивные тела, вулканические постройки и др. Полная дисконформность макроформ рельефа — еще более редкое явление. В условиях открытого денудационного рельефа она прослеживается не часто. В условиях погребенного состояния немедленно вступает в действие структура покрова, и ее влияние отразится в форме поверхности. Лишь в самом начале образования осадочного покрова можно себе представить кратковременное существование вполне нейтральной поверхности. В подавляющем же большинстве случаев наблюдаются явления различных степеней

неполной конформности. Это правило сохраняет силу как в денудационном, так и в аккумулятивном рельефе. Перед геоморфологом стоит задача научиться отделять и количественно выражать вуалирующий эффект тектонических деформаций, унаследованности/наложенности рельефообразующих процессов, изменений состояний внешних условий формирования рельефа (климатических факторов и др.), слагающихся из многих переменных.

Выражение внутренних свойств субстрата, на котором развивается рельеф, осуществляется или через эндогенную деформацию (тектонические движения), или через литоморфную (вещественную), или через обе одновременно. В этом балансе сил один фактор может преобладать или уступать по своим морфологическим эффектам другому. В общем случае можно считать, что влияние тектонических деформаций будет тем значительней, чем они моложе, интенсивнее по темпу и больше по степени дифференцированности. Чем больше градиенты движения отдельных элементов, тем они активнее.

Что касается литоморфизма, то его влияние усиливается при увеличении степени неоднородности свойств субстрата. Его значимость является наивысшей при образовании поверхности, многократно и до самого основания пересекающей покровный (платформенный) комплекс и обнажающей комплекс основания (фундамент).

Таким образом, при структурно-геоморфологическом анализе необходимо учитывать целый ряд потенциально заложенных свойств субстрата, проявляющих себя в полной мере только на самой земной поверхности или близ нее в условиях тех или иных морфодинамических эффектов. А это последнее — уже задача «климатической» геоморфологии.

1.3.3. Время как геоморфологический фактор

Время как геоморфологический фактор при структурном анализе рельефа имеет существенное значение, в котором особенно важны оценка длительности воздействия какого-либо фактора или их мобильной группы и порядок смены, последова-

тельность их действия: активизация, усиление, затухание. Со временем связана и скорость процессов рельефообразования, хотя ее оценка для структурной геоморфологии не имеет первостепенного значения. Ее больше интересует познавательная формула-последовательность: геологическая структура — механизм ее обработки динамическими процессами рельефообразования — геоморфологический результат к моменту наблюдения. В разных условиях места и времени как эндодинамические, так и экзодинамические деформации могут быть и очень медленными, и, наоборот, очень быстрыми. Так, воздействие на ложе и склоны горной долины мощного селевого потока или сильных землетрясений, при которых скорость вспарывания тектонических швов рельефа оценивается в 3,5–4 м/сек., происходит очень быстро или мгновенно. А вот на фоне затухающего тектонического процесса скорость выработки поверхностей выравнивания соизмерима с геологическим веком или даже периодом. Таким образом, для структурной геоморфологии более важны действительные соотношения экзодинамических и эндодинамических деформаций, поскольку последние являются прямым выражением форм внутреннего развития субстрата.

1.3.4. Механизм морфогенеза в структурной геоморфологии

В формуле «субстрат — механизм — результат» субстрат является данным, результат — наблюдаемым. Сложней оценить действие механизма, так как одна и та же структурная форма субстрата в разных условиях гидрологического и климатического режима способна породить разные морфологические образования. Она может быть доведена как до высокой степени конформности внешних очертаний земной поверхности внутренним формам субстрата, так и уведена очень далеко от них. Отсюда следует, что по одним внешним очертаниям структурной формы рельефа нельзя однозначно говорить о механизме ее получения. Поэтому расшивка механизма невозможна одними структурно-геоморфологическими методами.

1.3.5. Понятие «геоморфологическая структура»

Следует остановиться на сути данного понятия и подумать: достаточно ли ограничиться тем, что понимается под словосочетаниями «тектоническая структура» или «геологическая структура»? Видимо, на этот вопрос не ответить утвердительно, так как условия и формы залегания геологических тел и вещественного наполнения (геологического строения) форм рельефа далеко не исчерпывают важные для геоморфологии его свойства и состояния. В формах рельефа земной поверхности в разной степени отражаются и литоморфные особенности каждого геологического тела или его отдельных частей, новейшие и современные тектонические деформации и формирование аккумулятивных толщ рыхлых образований. Поэтому понятие «геоморфологическая структура» оказывается шире понятия «геологическая (тектоническая) структура».

В понятие «геоморфологическая структура» необходимо включить все вещественно-морфологические свойства геологических тел и все тектонические (новейшие тектонические) формы, которыми в данное время обладает субстрат и которые достаточно долго сохранялись бы на земной поверхности, будь она изолирована от воздушной и водной оболочек. Внутренняя геоморфологическая структура (но не структура рельефа) — это все то, что может рассматриваться с точки зрения потенциальной возможности и предназначенности проявить себя в рельефе. Она может быть активной, способной преодолевать воздействие денудации через высокий темп тектонических движений, и пассивной — через одну литологию и климат. Такое понимание геоморфологической структуры близко к распространенному представлению о «геологическом строении», но не тождественно ему. Будучи специализированным, оно отличается, поскольку содержит элементы проецирования на будущее и может быть ориентировано на иные денудационные срезы, нежели современный.

В основе развития рельефа любого типа и облика лежит развитие геоморфологической структуры. Эта структура, непрерывно изменяясь, находится в сложном взаимодействии и вместе с тем

в противоречии с подвижными геосферами и порождает возникновение и смену различных формаций рельефа. В каждую стадию или эпоху, соответствующую той или иной стадии тектонической жизни земной коры, рельеф отражает внутренние противоречия наружной земной оболочки и слагающих ее горных пород определенной структуры в зоне их контакта.

1.4. ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Современное состояние учения о рельефе показывает, что структурная геоморфология имеет свой понятийный язык, о чем было сказано ранее, и свои задачи. Первейшей из них является не формальное отделение геоморфологии от геологии или географии, не подчеркивание примата эндогенной составляющей рельефа над экзогенной, а систематизация и анализ факторных взаимосвязей громадного накопленного материала. Эта работа должна вестись в целях выполнения нижеследующих важнейших задач.

Во-первых, необходимо создание *рациональной и удобной классификации* форм земной поверхности. Попытки их создания предпринимались неоднократно. Наиболее известная из них изложена И. П. Герасимовым в 1959 г. Тем не менее такая общепринятая классификация пока не создана. Конечно, одним из удачных вариантов ее конструирования можно считать морфологическую классификацию А. Н. Ласточкина, успешно осваиваемую практикой. Едва ли геоморфология сможет довольствоваться одними структурно-геоморфологическими признаками и подразделениями. Они приведут лишь к формальной и малополезной классификации.

Большие возможности заключены в разработке концепции о геоморфологических формациях, предполагающей рассмотрение рельефообразования как результирующего отражения развития современных геологических формаций. Автор этой концепции Н. А. Флоренсов полагал, что экзодинамические процессы, моделируя структуру геологических тел разной размерности, создают

все морфологическое разнообразие рельефа, приобретающего черты материнской геологической структуры. Он отмечал также, что экспонированный геологический субстрат в любых тектонических и климатических условиях всегда и везде выражает себя через те или иные формы земной поверхности. Такое выражение касается не только самых верхних, наружных, частей земной коры, но и обнаруживается по отношению ко всей толще земной коры. Площади, занятые соответствующим рельефом, предлагается рассматривать как геоморфологические формации.

В настоящее время геоморфологами разных направлений одобряется внедрение в широкую практику системно-морфологического принципа классификации элементарных форм рельефа, разделяющих их линий и соединительных точек, разработанного А. Н. Ласточкиным (1987, 1991). С помощью комбинаций структурных линий, точек схождения и расхождения граней рельефа появляется возможность конструировать морфологические каркасы рельефа любой сложности и во всех средах (на земной, подводной и подледной поверхностях) с единых позиций. Следовательно, их можно сравнивать, невзирая на физико-географические и структурно-геологические условия рельефообразования. Имея такие морфологические каркасы, где масштабные интерполяции системно (матрично) вытекают одна из другой, построение геоморфологической или структурно-геоморфологической карт представляется реальной и понятной технологической задачей.

Во-вторых, важнейшей задачей структурной геоморфологии является раскрытие проблемы конформности рельефа структурным свойствам его геологического субстрата в связи с разнообразием их типов, особенностей и стадий развития, а также влияния на эти структурные формы переменных и разнообразных внешних факторов.

В-третьих, необходимо исследование явлений литоморфизма, многообразие форм которого свойственно областям с различными климатическими условиями. Много сделано в этой области Г. Ф. Уфимцевым. При рассмотрении теоретических аспектов горообразования данный исследователь обращает внимание на неми-

нуемое столкновение с вышеобозначенными соотношениями «рельеф — геологический субстрат — тектонические движения» при изучении состояния приповерхностной части литосферы и ее взаимодействия с подвижными стихиями — атмосферой, гидросферой и криосферой. Таким образом, он планомерно продолжает развивать формулу Н. А. Флоренсова «субстрат — механизм — результат», уделяя решающее внимание механизму рельефообразования. В своей книге «Горы Земли» (2008) Г. Ф. Уфимцев показал коренные различия морфологического облика гор одинакового геодинамического типа в зависимости от действия того или иного экзодинамического фактора.

В-четвертых, важнейшей задачей структурной геоморфологии является *сравнительная характеристика особенностей наземного и подводно-подледного рельефа*, особенно при смене одного геоморфологического режима другим. В трудах А. Н. Ласточкина и его научного коллектива из ПМГРЭ, отдела геоморфологии ВНИИОкеангеология, отдела географии ААНИИ и геоморфологической лаборатории кафедры геоморфологии СПбГУ эта важная проблема в настоящее время переживает бурный процесс своего развития.

В-пятых, главной задачей структурной геоморфологии и в целом наук о Земле является *решение проблемы горообразования*. Это необходимо не только потому, что горный рельеф широко распространен на планете, но и потому, что в горах при очень сложной внутренней структуре субстрата многообразна инфраструктура рельефа гор. Углубление прежних и создание новых методов и средств получения информации имеют прямое отношение к настоящему и будущему структурной геоморфологии. Но горный рельеф чаще всего молод, а механизм его функционирования или кинематическая форма, структура горообразовательных движений не всегда могут быть выведены из той общей информации, которая содержится в геологических картах и разрезах. Это лишний раз подтверждает вывод о том, что геоморфологическая структура не может быть полной аналогией геологической. Именно по этой причине геоморфологии должно быть отведено определенное место

в разработке теории горообразования. И это понимали, понимают и используют все выдающиеся исследователи новейшей тектоники гор: М. М. Тетяев, В. В. Белоусов, В. А. Обручев, С. С. Шульц, Н. И. Николаев, А. Ф. Грачев, А. А. Никонов, В. Г. Трифионов, Г. Ф. Уфимцев и многие другие.

В-шестых, одной из важных задач структурной геоморфологии является *геоморфологическое эталонирование индикаторов* для сравнительного анализа происхождения рельефа других планет. Данная задача, поставленная самим ходом развития науки и технологии, успешно выполнена А. В. Хабаковым. На этом принципе им еще в 40-е гг. XX в. построена геоморфологическая карта Луны, а в 70–90-е гг. XX в. Г. Н. Каттерфельдом составлены структурно-геоморфологические, а на ее основе и геологические карты Марса, Меркурия и Венеры. Задача сравнения по морфологическим признакам и последующего опознавания тех или иных генетических типов рельефа других планет позволяет обнаруживать и в структуре земной коры следы неявно выраженных их аналогов на поверхности Земли. Если сегодня мы можем изучать рельеф земной поверхности на разных дистанциях (от нулевой до космической), то это дает нам материал об объектах, очень слабо различимых в современном ландшафте. Такие объекты мы называем криптоморфными. Система геоморфологических индикаторов, имеющих определенное структурно-вещественное наполнение, является в высшей степени полезной для решения задач сравнительной планетологии в целом. Уже сейчас мы можем уверенно говорить об униформизме в направлении и результатах рельефообразующих процессов на всех планетах земной группы.

В-седьмых, определенное значение приобретают *структурно-геоморфологические аспекты поисков полезных ископаемых*. Достаточно сослаться на поиски нефти и газа в Поволжье, Предуралье, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири, на дне Северного Ледовитого океана с помощью морфометрического и морфологического анализов, в том числе и на системно-морфологической основе, металлогенические исследования в Забайкалье, Монголии, США, Средней Азии, Приморье и других регионах с использовани-

ем картометрических, морфометрических и дистанционных методов исследований. На основе этих методов создавались металлогенические карты регионов России (А. А. Гаврилов, 2000-е гг.) и всего СССР в масштабах от 1:1 000 000 до 1:5 000 000 (В. В. Соловьев, 1978; Д. В. Лопатин, 1986). Комплекс прикладных задач с использованием знаний структурной геоморфологии постоянно расширяется, углубляется его интеграция с материалами смежных дисциплин, таких как тектоника, глубинное строение, геофизика, дистанционное зондирование и др. [29].

Таков примерный перечень важнейших проблем и задач их разрешения, которые в целом образуют методологическую базу структурной геоморфологии, используемую в прикладных поисковых целях.

1.5. ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Важнейшим аспектом прикладной геоморфологии является морфотектонический анализ рельефа. Морфотектоника преследует цель восстановления первично-тектонических деформаций геологического субстрата под воздействием новейших тектонических движений по фрагментам рельефа прошлой геоморфологической формации. Для достижения цели решаются прямая и обратная геоморфологические задачи. Решение *прямой задачи* связано с получением данных о положении точек поверхностей рельефа с неизменившейся или мало изменившейся за весь этап новейшего тектонического развития первичной морфологией, характеризующих рельеф геоморфологической формации предшествующей (предорогенной) стадии развития рельефа. Такие точки располагаются в местах «эрозионной тени», т. е. на водораздельных пространствах. Решение *обратной геоморфологической задачи* связано с построением по выявленным точкам новой поверхности, отображающей деформацию новейшими движениями предорогенной поверхности выравнивания, исключив эрозионное расчлене-

ние. Характер неровностей построенной поверхности отражает характер новейших тектонических деформаций.

В процессе решения этих задач мы стремимся минимизировать расчленяющий эрозионный эффект новейшей геоморфологической формации и получить характеристику суммарных деформаций за весь новейший тектонический этап той или иной территории. Слабым моментом этой процедуры является тот факт, что в структуру рельефа восстановленной поверхности могут войти амплитуды как остаточного рельефа предшествующей геоморфологической формации, так и рельефа, связанного с селективной денудацией. Поэтому такой метод оценки новейших деформаций можно применять лишь на качественном уровне с обязательным анализом осложняющей роли остаточного денудационного рельефа. Установление рельефа восстановленной деформационной поверхности — «тектонического рельефа» — является промежуточной целью морфотектоники. Конечная же ее цель — тектонический анализ построенной поверхности. Прикладным аспектом морфотектоники является применение полученной информационной базы для прогнозирования и поисков полезных ископаемых.

Тектонический рельеф может быть резко контрастным в местах интенсивного орогенеза, где бросается в глаза его тектоническая морфология. Такой рельеф связан с *прямыми или обращенными морфоструктурами* горного рельефа. Примерами подобных связей могут быть горные хребты — новейшие горсты или антиклинории, межгорные впадины (грабены или синклинории).

Тектонический рельеф может быть и малоконтрастным. В таком случае для его восстановления требуется арсенал усилительных методов морфометрического анализа. Подобный тектонический рельеф присущ платформенным равнинам. Восстановительные процедуры в данном случае используются, к примеру, для оптимизации полученной информации при нефтегазопроисковом деле.

Тектонический рельеф может характеризоваться практически полным отсутствием контрастности. Такой рельеф называется криптоморфным, поскольку он может быть замечен в результате

тонометрического анализа образов на дистанционных снимках или линеamentных каркасах, полученных картометрической методикой В. В. Соловьева (1978). Данные образы обычно диагностируют глубинные неоднородности земной коры. Ввиду генерализации свойств изображений местности они проявляются по ландшафтным индикаторам, фиксирующим плотно упакованные рои и поля малых структурных форм рельефа, размеры которых на несколько порядков меньше, чем дешифрируемая структурная форма. Сведения о криптоморфном рельефе могут быть использованы при решении самых разных геолого-поисковых задач.

Таким образом, морфотектоника оперирует континуальным рядом изменений контрастности структурных форм тектонического рельефа. На одном конце этого ряда располагаются конформные и квазиконформные (прямые или обращенные) морфоструктуры, а на противоположном — дисконформные, или криптоморфные, геоморфологические структурные образования. В качестве промежуточных звеньев этого ряда могут быть опосредованно выраженные в морфотектонике геолого-структурные неоднородности. Прикладное значение морфоструктурного ряда достаточно хорошо изучено и широко применяется в поисковой геологии. Криptomорфные образования лучше подвергаются изучению дистанционными и геофизическими методами, нежели морфометрическими и геологическими. Методические подходы в данной области используются также для диагностики продуктивных погребенных и глубинных неоднородностей земной коры [16].

Морфотектоника быстро прогрессирует в наше время, поскольку она сопряжена с новейшей геодинамикой, переживающей бурное развитие, особенно в связи с изучением дна Мирового океана и функционированием модных тектонических гипотез, прикладным аспектом которых является долгосрочный геодинамический (сейсмический, вулканический и др.) прогноз.

1.6. МЕТОДЫ КАЧЕСТВЕННОГО АНАЛИЗА В СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Все методы структурно-геоморфологического анализа подразделяются на качественные и количественные. Важнейшим качественным методом анализа региональных черт рельефа является построение орографических схем и карт. Такие материалы позволяют судить об общем плане тектонического рельефа. Количественные методы касаются морфометрического анализа рельефа в разных утилитарных целях.

1.6.1. Орографическое картографирование

Составление орографических схем и карт является наиболее старым видом графического отображения общего плана рельефа, которое было широко развито до создания разномасштабных топографических карт на суше. Горные области на них отображались совокупностью осевых линий хребтов и отрогов, межгорных и предгорных котловин и прогибов, отдельных наиболее выдающихся вершин (см. рис. 2). Эта особенность сохранилась до сих пор на многих создаваемых гляциологами схемах горного оледенения (см. рис. 3). Орографические карты и схемы равнинных территорий представлены совокупностью ареалов, отражающих разные по размерам и плановым очертаниям формы. Особенно важно составление орографических схем на территории стыка геоструктурных областей.

В геоморфологии составление карт и схем данного вида считалось до недавнего времени пройденным этапом в картографировании рельефа. Однако необходимость орографического картографирования в последующем проявилась при решении трех важных задач. *Первая из них заключалась в необходимости сравнения орографии территории с ее структурным планом* — совокупностью пликативных дислокаций осадочного чехла платформенных рав-

нин — для оценки новейших тектонических движений в качестве поисковых критериев (см. рис. 4).

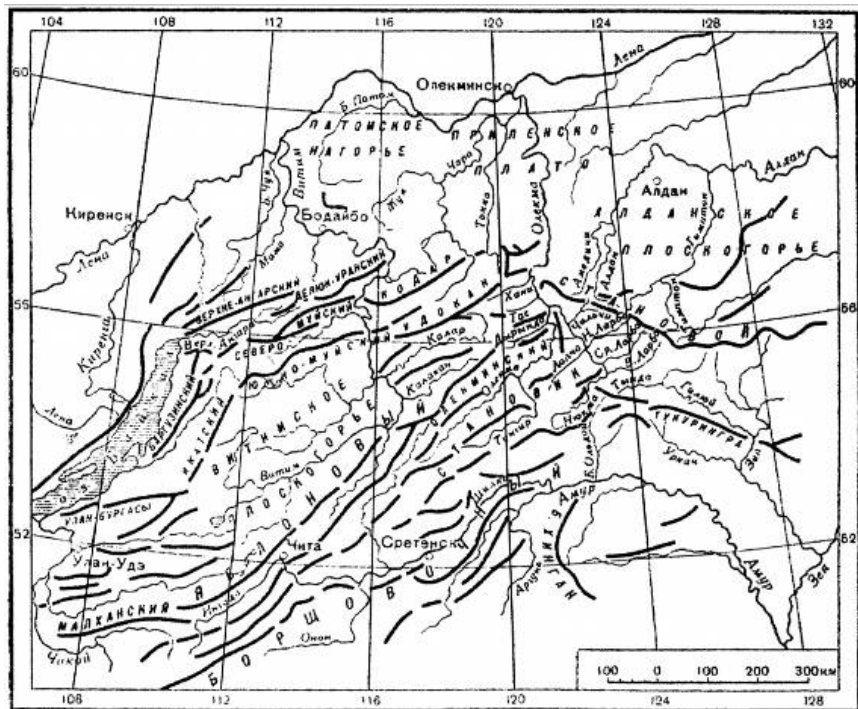


Рис. 2. Орографическая схема Забайкалья и Прибайкалья (по С. С. Коржуеву, 1974 [9])

Жирными линиями обозначено расположение горных хребтов

Вторая задача связана с изучением наиболее общих закономерностей выявления уровневой структуры рельефа на небольших территориях (см. рис. 5).

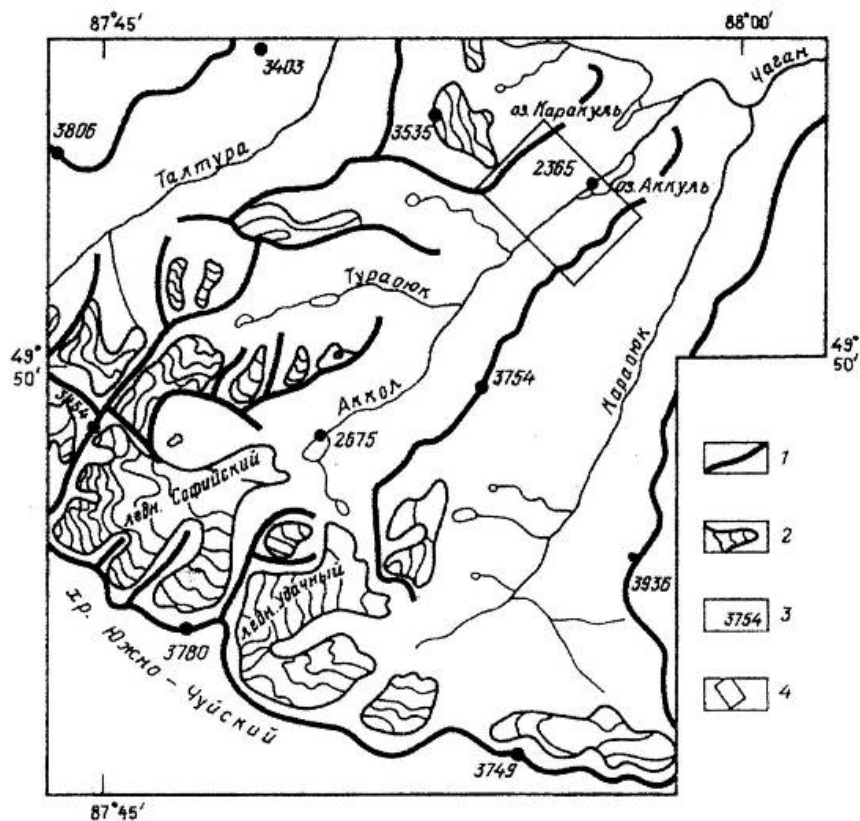


Рис. 3. Орографическая схема ледникового бассейна Южно-Чуйского хребта (по А. Р. Агатовой, 1999 [3])

1 — гребневые линии водоразделов; 2 — ледники; 3 — высотные геодезические отметки; 4 — площадь детальных полевых работ

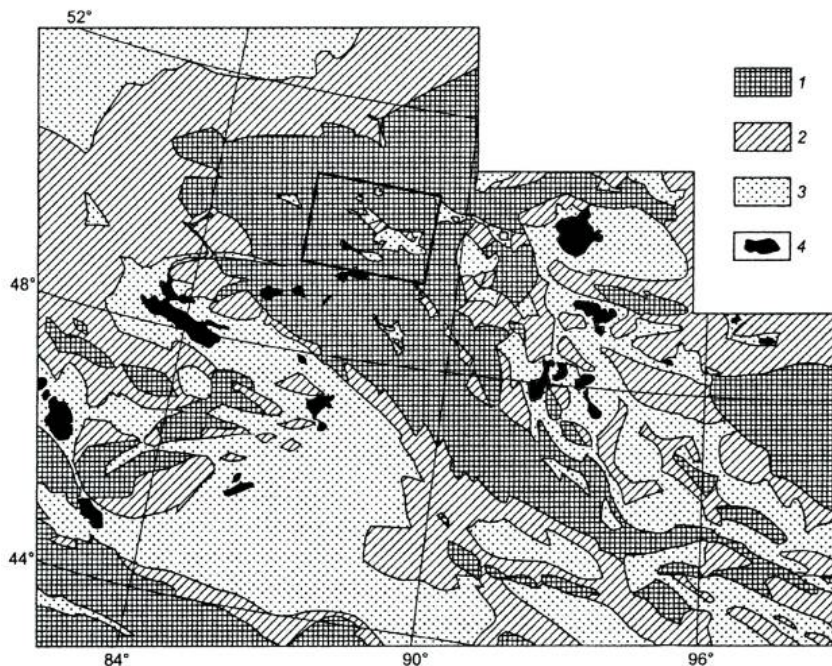


Рис. 4. Общая орографическая схема Алтая и его обрамления
(по И. С. Новикову, 2004 [26])

1, 2 — горные сооружения (1 — альпинотипное среднегорье (до 5 000 м); 2 — низкогорья (до 2 000 м)); 3 — равнины и днища межгорных впадин; 4 — современные озерные бассейны. Прямоугольником обозначен район детальных работ

Третья важная задача, которая решалась с помощью орографического картографирования, заключалась в обеспечении географической привязки интересующих человека объектов на тех пространствах, где было мало обозначенных именами собственными геоморфологических и гидрологических образований. Географические координаты (значения широты и долготы) оказались малопригодными для этой задачи, так как не способствовали образному восприятию местоположения объекта в пространстве. Например, на

первых этапах освоения Западно-Сибирской равнины была поставлена задача создания орографической карты данной территории для географической привязки объектов нефтегазопромысловых работ (антиклинальных дислокаций, месторождений, «пустых структур», буровых скважин, сейсмической съемки и др.).

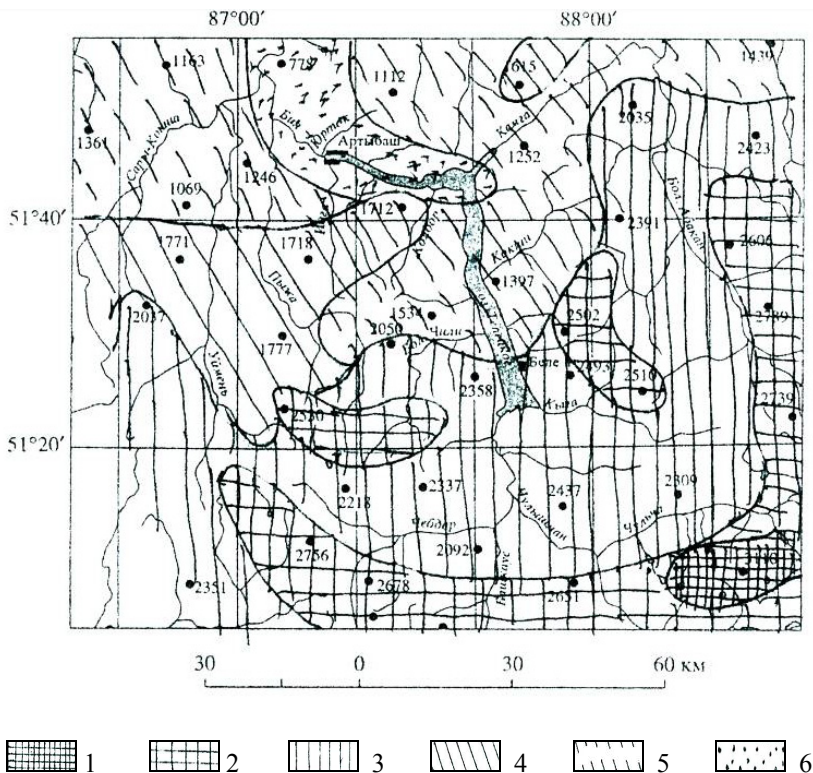


Рис. 5. Схема высотных уровней рельефа бассейна верховий р. Катунь (Алтай)

1 — более 3 000 м; 2 — 2 800–2 500 м; 3 — 2 350–2 000 м; 4 — 1 800–1 600 м; 5 — 1 400–1 000 м; 6 — менее 800 м. Промежутки между уровнями — склоны

Затем подобные карты были составлены на другие равнины суши. Орографическому картографированию в целом уделялось большое внимание со стороны ведущих геоморфологов. Пересмотр орографии горно-складчатых областей под давлением новой информации от дистанционных исследований позволил выделить совершенно новый класс тектонических образований — структуры центрального типа как явно выраженные в орогидрографии, так и опосредованно (см. рис. 5).

Две указанные задачи постоянно, по мере улучшения со временем гидрографической изученности, решаются до сих пор при выявлении форм подводного рельефа морей и океанов. Особое внимание этому вопросу уделяют специалисты, изучающие рельеф и осадки морского дна для хозяйственных нужд. Анализ орографии как подледного, подводного, так и надводного рельефа позволяет установить основные черты новейшего структурного плана (например, геоморфологические волны на платформенных регионах) [25], пути транспортировки осадков, перестройки речной сети и другие историко-генетические особенности.

Построению орографической карты предшествуют определение и классификация картографируемых единиц. Под последними понимаются формы земной поверхности, характеризующиеся определенными размерами, морфологией в плане и профиле, территориальным единством и обособленностью от других сопряженных с ними форм. Из многочисленных терминов, обозначающих формы, к орографическому картографированию должны быть привлечены следующие:

а) в наименьшей степени касающиеся каких-либо генетических или вытекающих из них воззрений;

б) являющиеся наиболее определенными или отражающими объекты, которые обладают характерными морфологическими особенностями (вытянутостью или изометричностью, замкнутостью или незамкнутостью контура и т. д.);

в) обеспечивающие отражение наибольшего разнообразия орографических форм;

г) поддающиеся классификации по следующим свойствам и характеристикам строения рельефа: размер, соподчиненность, знак, удлиненность, замкнутость контура, морфология в профиле, гипсометрическое положение.

Применительно к рельефу суши используются следующие орографические термины, не имеющие общепринятых определений: межгорная котловина, амфитеатр, бассейн, бессточная впадина, гипсометрический уровень, борозда, бугор, вал, ванна, вершина, вогнутая, волнистая, нагорная равнина, возвышение, впадина, воронка, ворота, гора, горная группа, область, система, страна, цепь, плато, возвышенность, западина, лоб, ложбина, мелкосопочник, нагорье, терраса, останец, отрог, пригорок, прилавки, ров, седловина, сопка, сырты, сьерра, увал, холм, холмогорье и др. Многие из них имеют местное значение и обозначают формы самого разного размера. Делом будущего является создание универсальной систематики форм земной поверхности, в равной мере применимой для надводного и подводного, горного и равнинного аридного и гумидного рельефа.

1.7. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК И ВЫЯВЛЕНИЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

1.7.1. Общие вопросы морфометрии

Методический аппарат структурной геоморфологии определяется в значительной мере степенью использования в ней количественных методов. Важнейшим из соответствующих направлений геоморфологии, реализующим количественные методы, является *морфометрия*. Морфометрическое направление сводится к измерению, анализу и интерпретации многочисленных разрозненных параметров земной поверхности в целом, ее элементов и форм

в частности, а также к графическим и графоаналитическим построениям для решения прикладных задач. Общая теория у морфометрии отсутствует. Морфометрический анализ тесно контактирует с *картометрией* — учением об измерениях, вычислениях и преобразованиях на карте (в ее электронном и бумажном виде) параметров любых явлений на Земле. Морфометрия широко использует опыт геофизики, тонометрии, геометрии недр и других смежных наук. Значительную часть морфометрических построений можно рассматривать как применение картометрии к изучаемому геоморфологией объекту — земной поверхности. Внутри морфометрического анализа наиболее часто используются следующие направления: *анализ форм земной поверхности, геометризация рельефа с целью описания ее структуры, собственно морфометрический анализ* — измерения и вычисления, количественные описания, направленные на получение геоморфологически значимых результатов, а также построение вторичных по отношению к топографии морфометрических карт.

1.7.2. Количественная оценка морфологических характеристик и выявление морфологических особенностей земной поверхности

Важное место в структурной геоморфологии занимает картометрия. Картометрические построения представлены изогипсами, изобатами, изодинамами на геофизических и прочих картах, характеризующих положение земной поверхности в трехмерном пространстве в целом, без разделения ее на составные части. Другие входящие в эту группу построения отражают разные морфологические аспекты земной поверхности, выраженные в изменении в данном пространстве значений соответствующих параметров: максимальных и средних уклонов, вертикальной, горизонтальной и суммарной расчлененности. Данные параметры вычисляются в границах так называемых *элементарных площадей*, на которые топографическая поверхность искусственно разделяется с помощью *элементарных* квадратов (палеток), кругов, шести-

угольников или трапеций разных размеров. Палетка перемещается по исходной карте, на которой вычисляются данные показатели *способом скользящего окна*. Эта процедура происходит таким образом, чтобы при каждом смещении окна осреднения по горизонтали и по вертикали палетка наполовину перекрывала бы то пространство, которое было ограничено в предыдущем положении. В результате получается двойное перекрытие пространства и существенное увеличение точек (центров) окон палетки, к которым относятся вычисленные в ее границах значения какого-либо показателя. Затем проводятся линии равных значений этого показателя. Такие вторичные карты строятся в рамках *концепции географического поля* В. А. Червякова, по которой исследуемые параметры изменяются плавно и непрерывно [40].

Наиболее распространенным и самым первым картометрическим построением является *картосхема вертикального расчленения* (модуль энергии рельефа). Она строится по методике А. И. Спиридонова (1985). Модуль энергии рельефа или, точнее, ее показатель представляет собой разницу между максимальной и минимальной высотами (глубинами), или относительное превышение в пределах элементарной площади. С помощью этих данных можно определить аномалии рельефа и получить качественные характеристики интенсивности новейших движений [17] (см. рис. 6).

При проведении инженерных изысканий в качестве вычисляемых элементов, вводимых в скользящее окно, наряду с абсолютными значениями верхней и нижней точек высот рельефа используют значения косинуса (синуса) угла наклона склона, его длины и массы движущегося по склону рыхлого материала. Тогда энергия рельефа будет составлять интегральную характеристику энергии склонов, заключенных между каждой вершинной и базисной точками, и характеризовать интенсивность новейших тектонических процессов через энергию экзодинамики. Полученную интегральную характеристику соотносят с коэффициентами сейсмичности (в баллах), трещиноватости и плотности горных пород субстрата. Такие данные используются при решении различных инженерно-геологических, геоэкологических и поисковых задач.

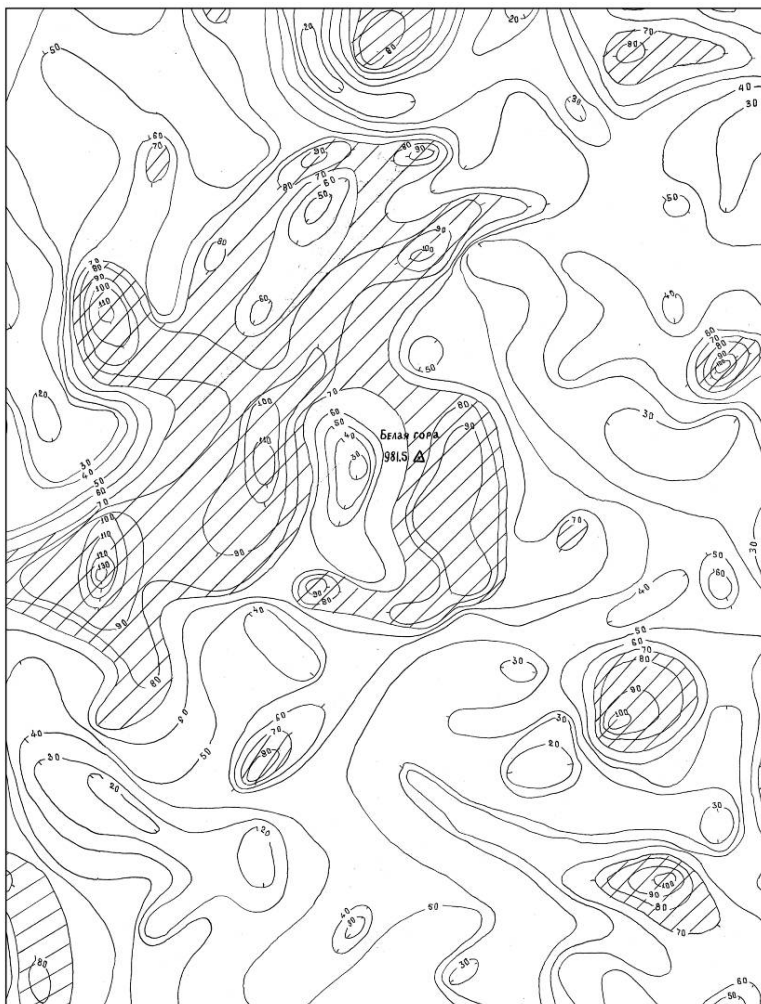


Рис. 6. Картосхема вертикального расчленения рельефа

1 — изолинии равных значений коэффициента разностной поверхности;
 2 — области максимальных значений новейших поднятий (заштрихованные площади); 3 — абсолютные значения высот отдельных вершин. Цифрами показаны значения коэффициентов

Картосхема горизонтального расчленения составляется тоже по методике А. И. Спиридонова (1985). Под горизонтальной расчлененностью понимается суммарная длина тальвегов всех (временных и постоянных) водотоков, отнесенная к единице площади исследуемого района. Подобные карты составляются для получения данных о распределении интенсивности новейших тектонических движений. Распределение по площади *средних величин крутизны склонов* определяется по *формуле Финстервальдера* [6], в которой они численно выражаются в виде суммарной длины всех горизонталей в элементарной площади при их равном сечении. Карты этих величин позволяют выделять геоморфологические аномалии, адекватно отображающие новейшие деформации земной коры (см. рис. 7).

Картосхема аномальных уклонов тальвегов долин строится на топографической основе масштаба 1:25 000. Методика построения состоит из следующих операций. Поднимаются все тальвеги, разбиваются на порядки. Далее линии тальвегов разделяются на отрезки с равными уклонами. Для каждого отрезка вычислялся уклон по следующей формуле:

$$K = \left[\frac{(a-b)}{L} \right] \times 100\%,$$

где a — абсолютная высота верхнего конца отрезка тальвега (м);
 b — абсолютная высота нижнего конца отрезка тальвега (м);
 L — длина отрезка тальвега (м).

Затем составляются таблицы уклонов отрезков тальвегов по их порядкам. Определяется закон распределения значений уклонов тальвегов и вычисляются пределы аномально положительных и отрицательных их значений, после чего производится окончательная выборка искомых отрезков тальвегов на карте. Наибольшие уклоны отвечают участкам новейших тектонических поднятий или местам пересечения тальвегами контактов пород с разной плотностью (см. рис. 8).

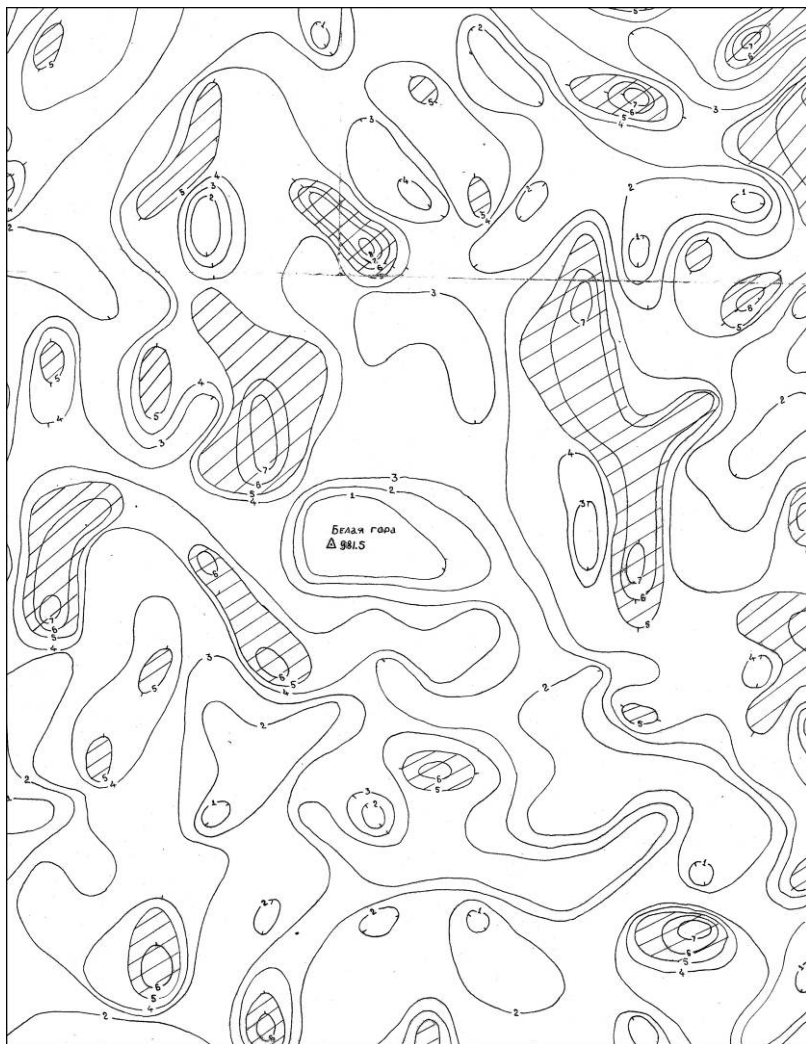


Рис. 7. Картограмма горизонтального расчленения рельефа

1 — изолинии равных значений коэффициента горизонтального расчленения; 2 — области максимальных значений расчлененности рельефа (заштрихованные площади). Цифрами показаны значения коэффициентов

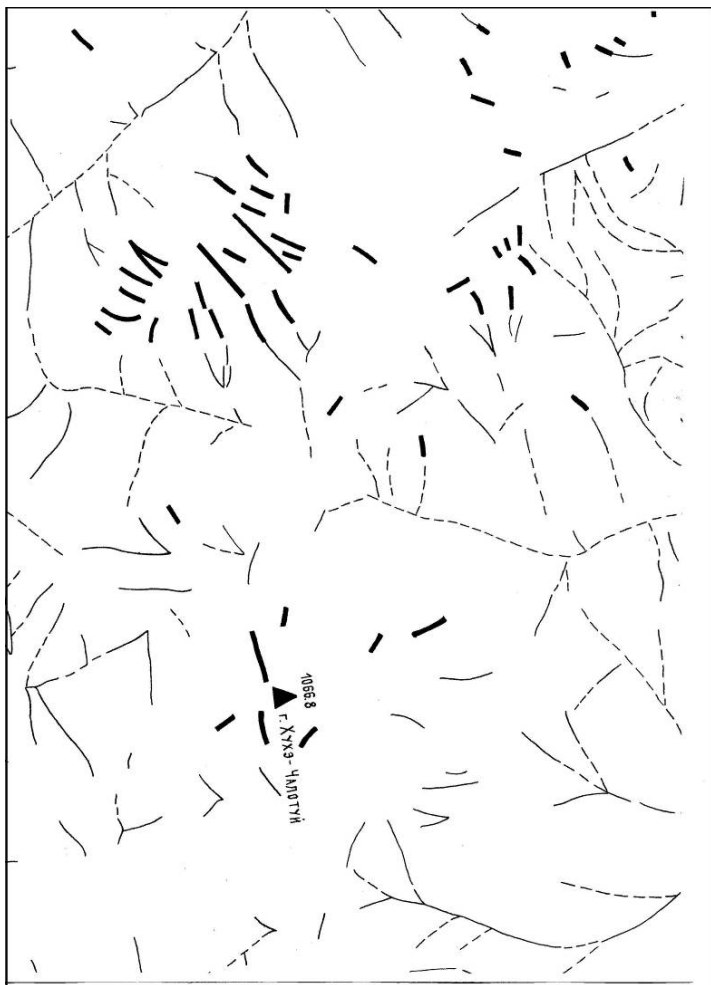


Рис. 8. Картограмма максимальных уклонов тальвегов линейного эрозионного расчленения

1 — тальвеги долин (тонкие и пунктирные линии); 2 — участки тальвегов с максимальными значениями углов уклона тальвегов (жирные линии); 3 — отдельные горные вершины, значения их высот и названия (черный треугольник — господствующие вершины)

Вычисление *коэффициента суммарного расчленения рельефа* и построение соответствующих карт осуществляется по методике Э. Л. Якименко (1970). Данный коэффициент равен произведению коэффициентов вертикального и горизонтального расчленения рельефа, отнесенному к единице площади. Карты коэффициентов отражают плановое размещение новейших тектонических структур. Кроме того, уклоны, густота и глубина расчленения обусловлены еще и другими факторами:

- литологическим составом экспонированных пород: на наиболее подверженных эрозии породах расчленение и уклоны характеризуются большими значениями;
- знаком и горизонтальными градиентами амплитуды тектонических движений: чем больше амплитуды и дифференцированность новейших поднятий, тем выше значения расчлененности и уклонов; на отрицательных морфоструктурах эти значения снижаются;
- близостью базиса эрозии и связанных с этим значительным придолинным расчленением и уклонами, малым расчленением на плоских водоразделах и др.

В то же время нельзя не считаться с тем, что введение расчлененности и уклонов в один показатель может усложнить неоднозначность истолкования распределения этих параметров на морфометрических картах. Вместе с тем построение карт предусматривает использование изометричных палеток (операторов), в то время как в природе практически всегда (за исключением вершин изометричных форм) проявляется *анизотропия рельефа* — зависимость изменения главного параметра земной поверхности (высоты или глубины) и всех производных от него показателей от направления измерения (см. рис. 9).

Картосхема вершинной поверхности строится по методике, предложенной В. П. Философовым (1975), и отражает план (но не амплитуды) новейших тектонических структур. Построение карты осуществляется по высшим отметкам водоразделов. Осложняющее влияние литоморфного фактора в пределах района незначительно, если горные породы на всей площади однотипны и обладают примерно одинаковой механической устойчивостью к экзогенным процессам.

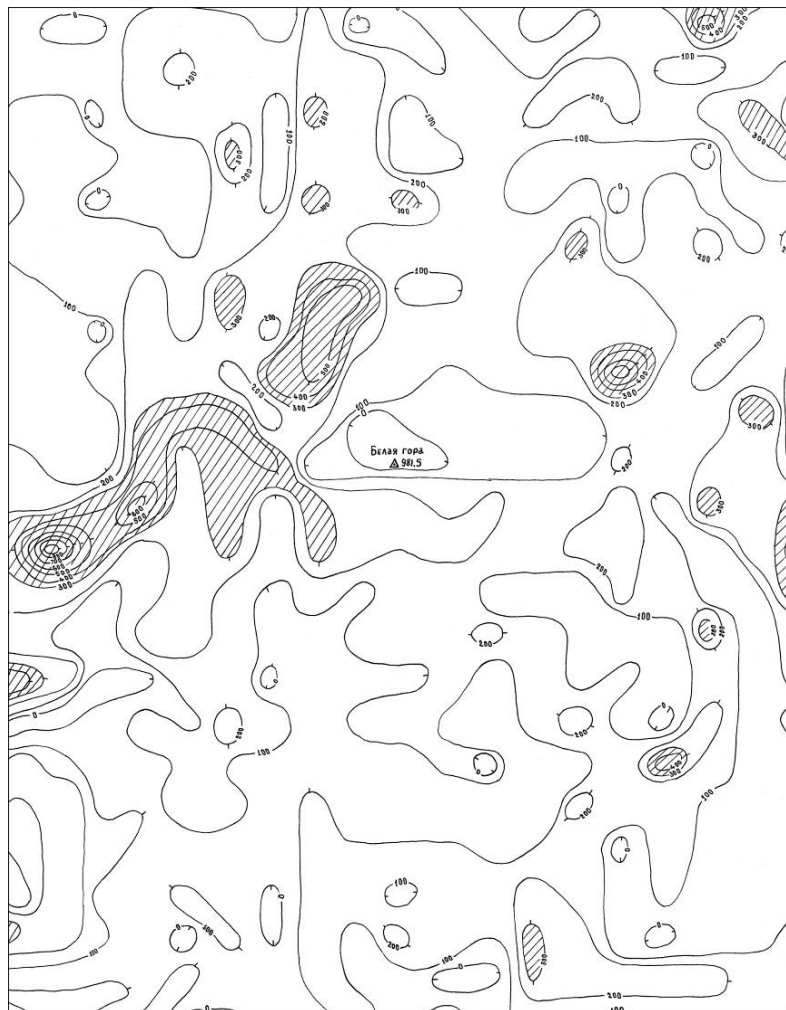


Рис. 9. Картохема суммарного вертикального и горизонтального расчленения

1 — изолинии равных значений коэффициента расчленения; 2 — аномальные значения расчлененности (заштрихованные площади). Цифрами показаны значения коэффициентов

Анализ данной карты, построенной, как и большинство других морфометрических материалов, на топографической основе масштаба 1:25 000–1:200 000, позволяет получить сведения о новейшей тектонике:

- выявляются крупные сводовые геоморфологические структуры;
- выделяются куполовидные структуры второго порядка, с которыми на рудных полях могут быть связаны выходы рудоносных интрузивов;
- по линейным зонам сгущения морфоизогипс (градиентам) намечаются крупные и малые тектонические нарушения, разбивающие сводовые поднятия на ряд морфоблоков;
- выявляются клавишные структуры локальных поднятий и опусканий относительно общей поверхности регионального сводового поднятия (см. рис. 10).

Картосхема базисной поверхности строится по методике, предложенной также В. П. Философовым (1975). В исследованиях учитываются только водотоки III и более высоких порядков, как наиболее полно отражающие план главных новейших структурных форм и почти не чувствительные к локальным мелким структурам новейшего этапа. Картированию подлежат наименьшие значения высот в скользящем окне палетки, располагающиеся по линиям тальвегов долин. Строится вторичная изолинейная поверхность. Изолинии получили название *изобазиты*.

Изобазиты хорошо фиксируют сводовые поднятия и осложняющие их новейшие тектонические структурные формы: линейные зоны трещиноватости и сгущений линеаментов, валообразные поднятия. Базисные поверхности, в отличие от вершинных, более чувствительны к новейшим тектоническим движениям и отражают более молодые структурные формы. Сопоставление планов морфоизогипс и изобазит говорит о большом их сходстве. Надо всегда помнить, что размещение гранитоидных куполов имеет прямую связь с размещением локальных неоднородностей базисных поднятий (см. рис. 11).

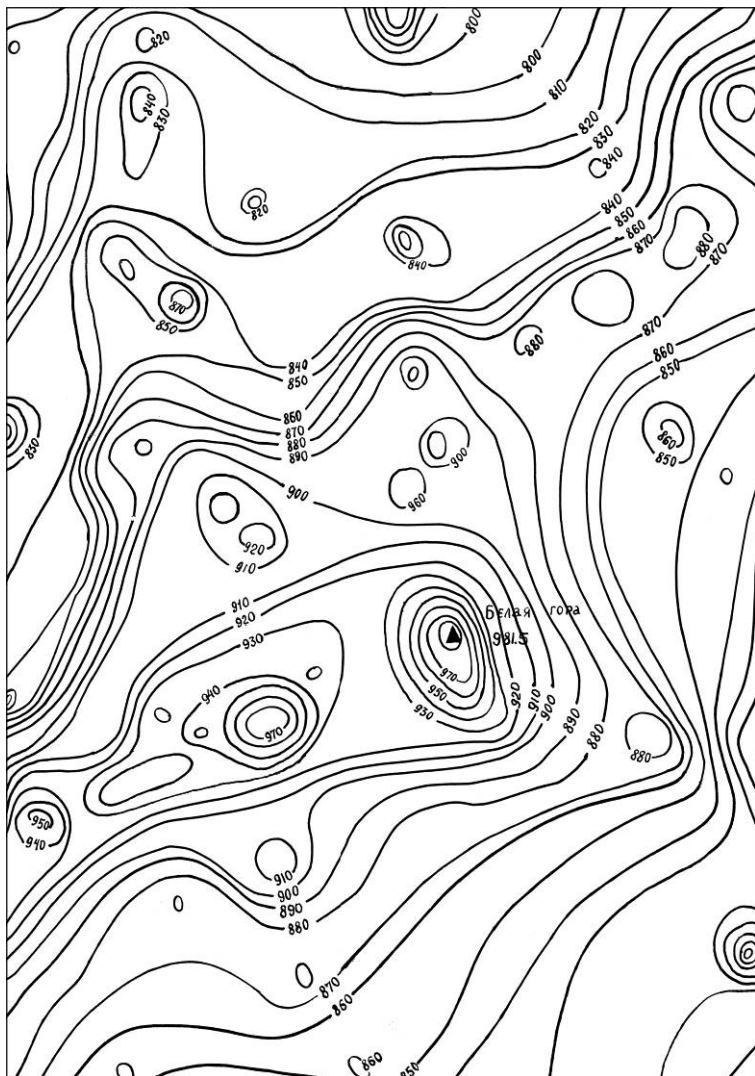


Рис. 10. Картограмма вершинной поверхности

1 — изолинии равных значений деформации новейшими движениями исходной денудационной поверхности рельефа (м)

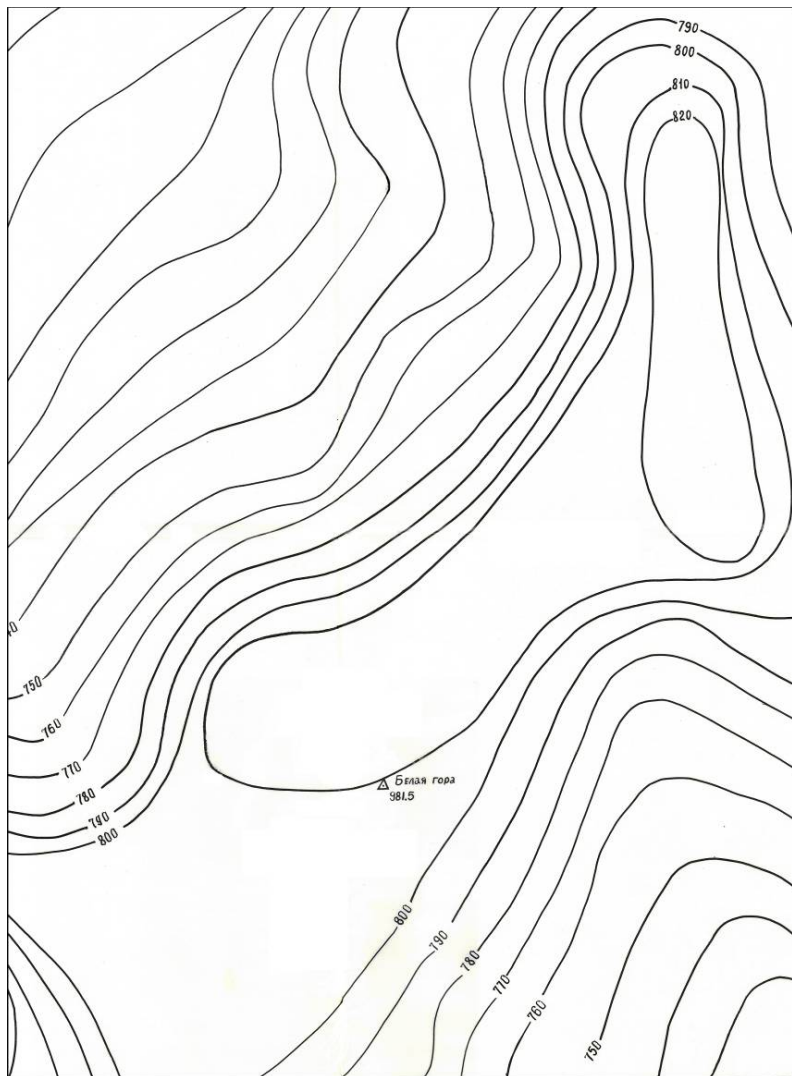


Рис. 11. Картограмма базисной поверхности
в изолиниях равных значений (м)

Картосхема тектоморфоизогипс строится на топографической основе масштаба 1:25 000–1:200 000. Методика картографирования тектоморфоизогипс достаточно подробно описана Л. Б. Аристарховой (1970). Тектоморфоизогипсы — это линии обобщения горизонталей топографической карты, изображающие крупные черты рельефа. Тектоморфоизогипсы не должны пересекать горизонталы топографических карт. В отличие от обычной картографической генерализации, в основе рисунка морфоизогипс лежит принцип исключения всех линейных и локальных форм рельефа. Благодаря проведению морфоизогипс обеспечиваются обобщенное изображение крупных черт рельефа и простота его чтения. Такой рельеф исключает формы эрозионного расчленения и отождествляется с восстановленным тектоническим рельефом. Таким образом, на картах «тектонического рельефа» земная поверхность представлена в том виде, который она имела бы при отсутствии эрозионной деятельности рек в последние этапы развития ее рельефа (см. рис. 12).

В настоящем параграфе (1.7) речь идет лишь о нескольких главных морфометрических методах, наиболее употребляемых в поисковой геоморфологии. На самом деле для изучения иных деталей новейших тектонических деформаций существует большое количество морфометрических методов [6; 27].

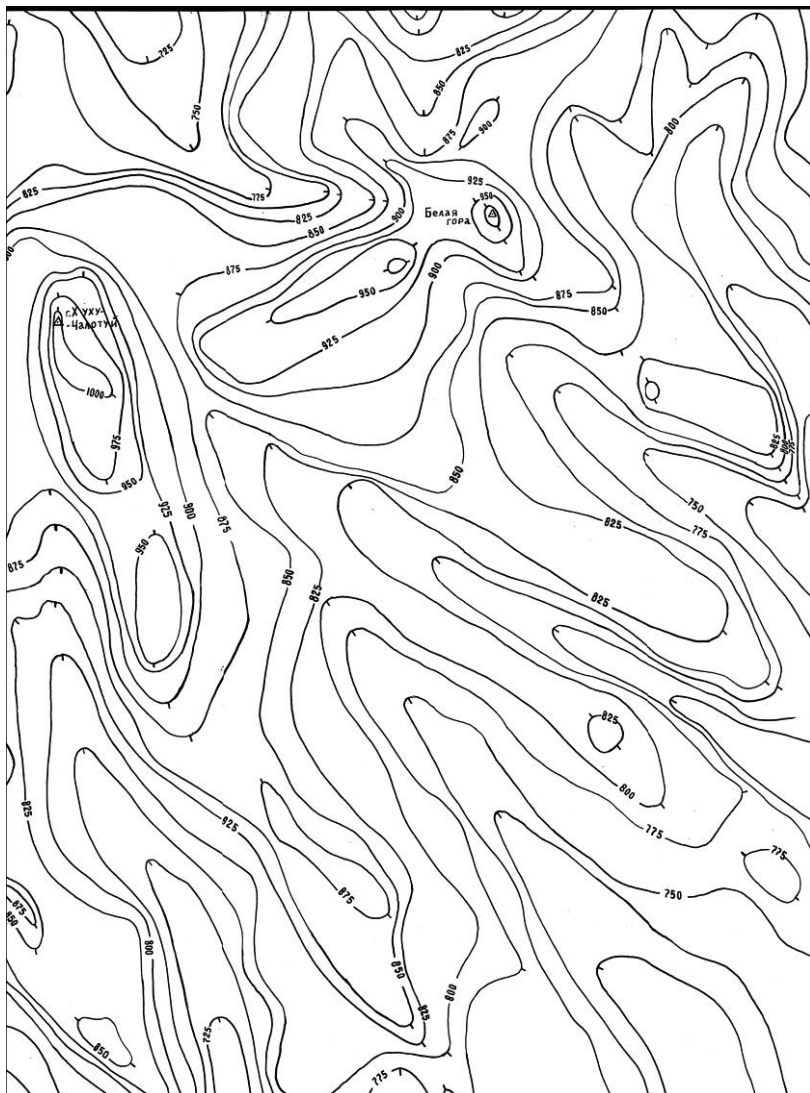


Рис. 12. Картограмма текторморфоизогипс

1 — изолинии равных значений тектонического рельефа (м)

1.8. ОЦЕНКА ПЛОТНОСТИ СВЯЗИ МЕЖДУ МОРФОМЕТРИЧЕСКИМИ И ГЕОГРАФО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ПАРАМЕТРАМИ

В практической деятельности геоморфологов и представителей смежных специальностей существенное значение имеет оценка плотности связи между высотами (глубинами), отдельными морфометрическими параметрами земной поверхности, геофизическими и географическими полями. Все эти геообразования графически представлены одними и теми же моделями — *поверхностями топографического ряда*. Последние рассматриваются в математике в качестве графического отражения функции двух переменных, в частности в геометрии — в качестве составляющих обширную группу геометрических образов неправильных поверхностей. Перпендикуляр, восстановленный из каждой точки такой поверхности к плоскости проекции, пересекается с последней в единственной точке. Геометрическая общность геообразований самой разной природы дает возможность сравнивать их друг с другом, устанавливая между ними не только формальные, но и причинно-следственные связи. Более того, эта схожесть позволяет создать общую системно-морфологическую основу для всех наук о Земле и общую теорию геосистем [11]. Для оценки плотности связи между поверхностями топографического ряда широко используются коэффициенты парной и множественной корреляции и другие показатели (по Ю. В. Архипову, А. М. Берлянту, В. Н. Луговенко, В. П. Пронину, Д. В. Лопатину [29] и др.). Изменение значений этих коэффициентов по площади отражается на *картах изокоррелят* [18]. В тектонике они называются также картами структурного соответствия. Наиболее просто, хотя и приближенно, оценку плотности связи между двумя поверхностями можно осуществить в результате вычисления *коэффициента картографической корреляции*, численно равного тангенсу угла между горизонталями на наложенных друг на друга сравниваемых картах разных параметров, или с помощью математической процедуры, уравнивающей значение телесных углов коррелируемых объектов.

Кроме того, можно оценивать плотность связи по значениям углов, не прибегая к их тригонометрическим функциям. Это позволяет реально представить различия между направлениями падения двух сравниваемых поверхностей.

1.9. АЭРОКОСМИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ И НОВЕЙШЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ

В настоящее время аэрокосмическая информация является нормативной для всех видов наук о Земле. Существует большая и разноплановая литература по ее применению в предметных областях. Мы не будем останавливаться на геологическом, геоморфологическом дешифрировании аэрокосмоснимков, способах идентификации морфоструктур, обладающих трехмерными параметрами, так как они успешно изучаются методами морфометрии. Все это достаточно подробно освещено в учебной и специальной литературе. Наша цель заключается в необходимости обратить внимание на значение тонометрических аномалий на снимках, отображающих ландшафтные неоднородности, которые передают информацию, в том числе, и о рельефе, причем не только о явно выраженном, тектоническом, но и об опосредованно выраженных в рельефе структурных неоднородностях земной поверхности. Их обычно трудно идентифицировать с какой-либо структурной группой литосферы, хотя они очевидны и объективны. Тонометрическая информация на снимках позволяет понять и природу едва выраженных в рельефе образований, масштабы которых огромны по сравнению с размерностью образующих их форм рельефа. Поэтому они кажутся плоскими или, точнее, квазидвумерными — «теньями» каких-то непонятных процессов и явлений, запечатленных на космических снимках земной поверхности. И только фотогенерализующие свойства дистанционных съемок позволяют рассмотреть их «портретные» характеристики, которые отчетливо видны на кос-

мических снимках и совершенно не заметны при контактных исследованиях (рис. 13).



Рис. 13. Заларинская тонометрическая аномалия космического оптического изображения. Цокольная равнина Предсаянского мезозойского прогиба

Эти структурные образования могут быть выделены и при картометрической обработке *топографической поверхности рельефа*, а также и *других поверхностей топографического ряда* (гравиметрической, магнитометрической, фотометрической и др.) на основе анализа изолинейных карт. Для этого используются известные методики В. В. Соловьева, И. Н. Томсона, М. А. Фаворской, И. К. Волчанской, Е. С. Кутейникова и многих других.

Исследования показали, что все аномальные тонометрические образы связаны с роями малых форм и элементов рельефа (спрямленных или закругленных фрагментов речных долин, побережий, склонов, седловин, цепочек озер и др.), которые группируются в структурные линии, зоны, площадные сочетания — в текстуры изображения и в конечном итоге в образы, природу которых мы и пытаемся понять.

В процессе исследования вопроса решаются следующие задачи:

- 1) изучение особенностей дешифрирования линеаментов, линеаментных зон и полей по тоновым контрастам;
- 2) установление связи линеаментов с геоморфологической структурой;
- 3) построение дискретного морфотектонического ряда от конформного к дисконформному выражению в рельефе структурных образований, которые связаны в единое целое линеаментными «портретами» тонометрических аномалий;
- 4) прогнозирование полезных ископаемых.

1.9.1. Рельеф как организационная среда линеаментов, линеаментных зон и полей

Красной нитью в прикладной геоморфологии проходит одна из географических аксиом, утверждающая, что рельеф является системообразующей компонентой ландшафта и одновременно уникальным индикатором динамических процессов консервативных сфер Земли, к которым можно отнести земную кору и литосферу в целом. Известно также, что в рельефе могут отображаться не только «живые», развивающиеся структурные формы, но

и вся совокупность тектонических свойств «мертвой» литосферы. В процессе эволюции земной коры от раннего докембрия до наших дней она претерпевает все большее усложнение. Особенность геоморфологических исследований заключается в возможности раскрытия летописи геологической истории через формы современного «живого» или «остаточного» литоморфного рельефа. Большая группа геоморфологов считает, что решение этой задачи геоморфологическими процедурами невозможно. По-видимому, в чем-то они и правы, поскольку это требует привлечения комплекса дополнительных мер. Поэтому, прибегая к реконструкциям такого рода, необходимо использовать в комплексе с геоморфологическими методами еще и другие: дистанционные, геофизические, тектонические, физико-математические, оставив за геоморфологическими лишь индикационную роль — роль системообразующего информационного блока, так как рельеф поверхности одинаково полно отображает взаимодействие как экзо-, так и эндодинамических сил Земли.

Свойство естественной генерализации позволило увидеть, что рассеянные и не связанные между собой морфологически рои малых форм рельефа на самом деле концентрируются в поля, зоны и линии определенной геометрии: линейно ориентированные, дуговые, параболические, круговые, поликонцентрические, эллипсоидальные, изометрические, фестончатые и иные. Для иллюстрации рассмотрим следующие примеры, иллюстрирующие переход от структуры линеаментных полей к их тектонической интерпретации.

На рис. 14 отчетливо видно взаимопересечение линеаментных полей — плотно упакованных и зонально организованных, морфологически не связанных между собой линеаментов разной геометрии. При генерализации поля могут превратиться в зоны, линии, и наоборот. Тектонический анализ рисунка показал связь линеаментов со структурными неоднородностями фундамента Рязано-Саратовского авлакогена Восточно-Европейской платформы и краевой зоны Прикаспийской синеклизы.



Рис. 14. Схема обобщения локальных линеаментов в региональные системы на примере Среднего Поволжья

На рис. 15 отчетливо видно, как поля линеаментных текстур связаны с явными и неявными брахиформными образованиями. При сопоставлении с обобщенной геологической картой масштаба 1:10 000 000 можно заметить, что они отображают генеральные тектонические структуры Прикаспийского койлогена и Уральской коллизонной мегаструктуры. Причем эта связь передается через линеаментные оболочки (каркасные линии тоновых текстур) современных геологических формаций, которые представлены объединенными полями линеаментов разной геометрии.

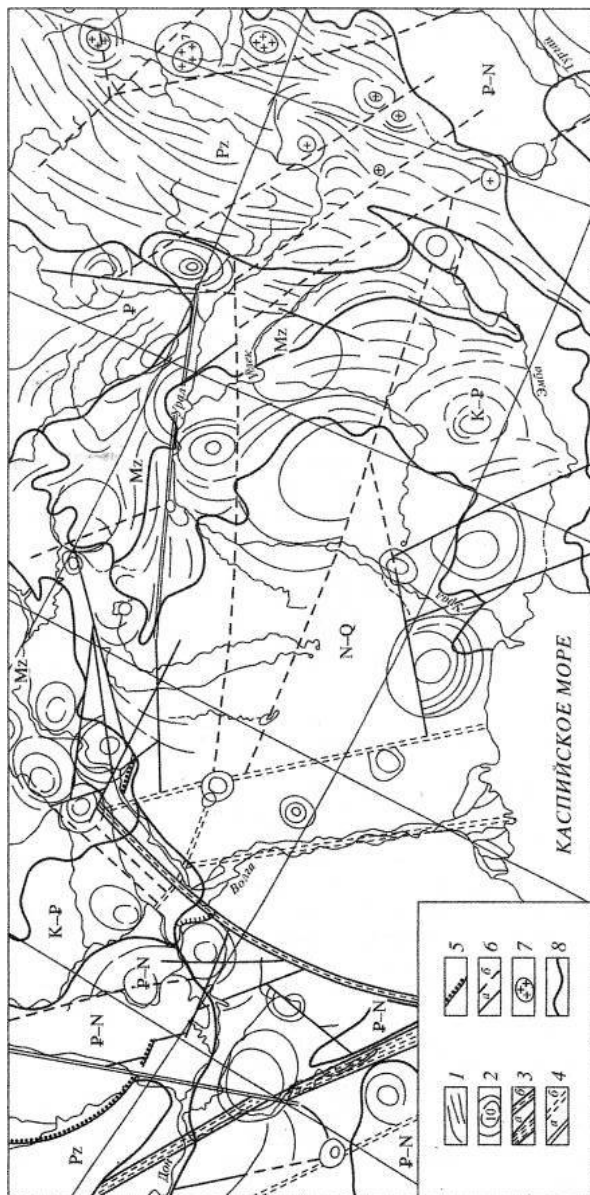


Рис. 15. Схема корреляции линейментных полей, зон и отдельных линейментов с геолого-тектоническим строением Прикаспийской синеклизы

Произведено районирование структурно-формационных комплексов Прикаспийской синеклизы по линеаментному «фотопортрету»: 1–3 — линеаменты и вариастраты, связанные с элементами залегания осадочных формаций платформенного чехла (1 — линеаментное отображение структурных элементов формаций; 2 — брахиформных структур; 3 — глубинных разломов: а — с криптоморфным отображением, б — морфоструктурным отображением); 4 — полосовые оптические аномалии (а — непрерывные, б — прерывистые); 5 — линеаменты, выделенные по морфометрическим показателям изолинейного отображения оптической плотности; 6 — линеаменты, выделенные по тоновым линиям (а — непрерывным, б — прерывистым); 7 — линеаментные ансамбли, связанные с выходами в денудационный срез интрузивных тел; 8 — границы формационных комплексов, снятых с обзорных тектонических карт. Латинскими буквами обозначены геохронологические (стратиграфические) подразделения

Корреляция тонометрических аномалий и соответствующих им линеаментных полей и зон с геологическими телами и морфоструктурами не всегда однозначна. Чаще прослеживается более четкая их связь с аномальными геофизическими полями. Это обстоятельство позволило предположить, что тоновые аномалии в большей степени отображают глубинную природу, нежели морфоструктурный план геологического субстрата. Более того, стало появляться все больше фактов их несогласия с морфоструктурным планом, косвенно подтверждающих справедливость вышеуказанного предположения. Подобные образования можно отождествлять с *криptomорфными геологическими структурами*. Они представляют собой образы, созданные за счет фотогенерализации пространственно упорядоченных, но не всегда морфологически связанных между собой малых структурных форм рельефа, размеры которых на три-четыре порядка меньше самих образов КГС. Последние отображаются в виде фототоновых (тонометрических) аномалий на дистанционных снимках. Главным индикационным признаком КГС является совокупность малых форм рельефа, высокая плотность взаиморазмещения которых формирует специфический фотоэффект в виде тоновых линий, зон, текстур изображения.

Ю. А. Мещеряков под морфоструктурой понимает геологическую структуру, выраженную в рельефе Земли, а также замечает, что морфоструктурам могут быть противопоставлены «*крипто-структуры*, погребенные в недрах Земли или полностью сглаженные денудацией, невыраженные на поверхности структурные формы» (курсив наш. — Д. Л., Е. Л.) [25, 17]. По сути дела, если «крипто-» рассматривать как латинское «скрытое», то автор под этим термином подразумевает невыраженную в рельефе структурную форму земной коры. Но геоморфологический анализ тонометрических характеристик подобных образований показал наличие хоть и отдаленной, но все же существенной связи с современным рельефом. Данную идею Ю. А. Мещеряков не смог развить геоморфологически ввиду малого количества фактического материала, поскольку его заметки были сделаны еще до внедрения в практику наук о Земле космических изображений. А без космической регистрации генерализованных ландшафтных индикаторов не было возможности проследить связь таких образований с рельефом.

В процессе массового внедрения в научную практику космических изображений начали выделяться тонометрические аномалии разной геометрии и очертаний, не находящие подтверждения ни в рельефе, ни в геологосъемочных документах. В то же время они находили отображение, например, в виде аномалий геофизических полей, подтверждая тем самым *реальность самого факта своего существования*. При сравнении таких объектов с моделями рельефа в более крупном масштабе удалось установить, что их образуют малые формы рельефа: спрямленные или закругленные участки рек, склонов, водоразделов, цепочек седловин, озер, карстовых и термокарстовых воронок, грив, гряд, малых куполов. В силу разных причин данные совокупности нередко продолжали отождествлять с морфоструктурами лишь на том основании, что они выделяются на снимках, но эта проблема так и не была в дальнейшем развита теоретиками геоморфологической науки.

1.9.2. Определение основных терминов и понятий в дистанционном зондировании

Для того чтобы разобраться в этом более обстоятельно, необходимо определить смысловое значение основных понятий, таких как «дистанционные методы», «линеамент», «центрозоновые структуры», «тонометрические аномалии», объем содержания понятия «морфотектоника» и производных от него терминов, семантика которых до сих пор не стала аксиоматичной. Так или иначе, все понятия объединены связью с рельефом земной поверхности.

Дистанционные методы исследований включают распознавание на аэрокосмических изображениях *объекта* (оптических тонометрических аномалий) и *предмета* (криптоморфных геоморфологических структур) геолого-геоморфологических исследований, а также тождественных им по информационной базе образов, реконструируемых морфометрическими методами обработки по модели рельефа и другим поверхностям топографического ряда и различной природы (магнитометрической, гравиметрической, оптической и др.) в изолинейном отображении.

Линеамент, линеаментные зоны, линеаментные системы. Под термином «линеамент» (Lineamentum — линия, черта) первоначально понимали «*линейные или дуговые* структурные элементы планетарного значения, связанные на начальном этапе с разломами, а иногда и с глубинными разломами» (курсив наш. — Д. Л., Е. Л.) [1, с. 483–484]. Позже под этим термином стали понимать только спрямленные ориентированные линеаменты и их системы. В терминологических словарях дается множество значений и синонимов данного понятия как геоморфологически выраженной прямой линии. С появлением космических снимков линеаменты стали выделяться повсеместно. Начали различать линеаменты по иерархическому признаку: *трансконтинентальные, трансрегиональные, региональные и локальные.*

Появились понятия *шаг линеаментов*, или закономерно повторяющееся расстояние между ними, *веер линеаментов* (несколько

линеаментов, исходящих из одной точки), *линеamentная зона* (пучок сближенных параллельных или разнонаправленных, но линейно сгруппированных линеаментов разных размеров), *линеamentное поле*, или *линеamentная текстура* (площадное распространение малых и среднеразмерных линеаментов разной геометрии по своим внутренним закономерностям взаиморасположения). В. Е. Хаин сформулировал даже целое направление в геотектонике — линеamentную тектонику. Но точных критериев размерности в их иерархии, геометрической и геоморфологической определенности так и не было сформулировано. В настоящее время, на наш взгляд, *под линеаментами следует понимать не только тектонические уступы и эскарпы, зоны интенсивных новейших деформаций, но и линейные фотоаномалии, связанные с диаклазами (безамплитудными разломами), их системами разной геометрии, выделенными геоморфологическими, морфометрическими или дистанционными методами, адекватно отображающими тектонические дислокации. Они могут быть как согласными с морфоструктурным планом (тектонические уступы), так и несогласными — результатом проявления на земной поверхности тектонических напряжений различных горизонтов расслоенной литосферы.* Все эти неоднородности являются и/или отображаются геоморфологическими индикаторами.

Не все ориентированные линеamentы прямо связаны с морфологией рельефа как трехмерной поверхностью. Некоторая их часть, несомненно, отражает тектоническую природу: новейшие разломы, выраженные в виде нормальных сбросов (прямые линии), взбросов (пологие дуги), надвигов (дуги, чешуйчато-эшелонированные зоны), зон смятия (червячные рои малых форм) и др. Вторая группа связана с шарнирами складок, интрузивно-дайковыми поясами и сквозными зонами разломов и трещин, с осями водораздельных пространств и депрессий, фиксирующих новейшие поднятия и опускания, уступов моноклиналей и др. Третья группа представлена вариастратами (линиями эрозионных уступов, фиксирующих кровли и подошвы бронирующих пластов). Все эти случаи описаны в специальной и методической литературе. Но есть группа линеamentов (и она достаточно велика), которая проявляется за счет ра-

зорванных пространственно, не объединенных морфологически и морфоструктурно, различных по морфологии малых форм рельефа. Последние отражают как отпрепарированные мертвые (закрытые, выполненные минеральным веществом), так и геодинамически активные (сейсмодислокации, кляммы, цепочки грязевых вулканов, источников, шлаковых конусов, интрузивных массивов) разломы. Большую группу индикаторов такого типа составляют диаклазы или безамплитудные разломы разной геометрии. Они проявляются в виде трещин расширения, открытых разломов, фиксированных выходами грунтовых вод, газовыми эманациями и др. Это могут быть как геодинамически активные разломы, так и разломы, составляющие сетки Хартмана, природа которых неясна, но энергетическая активность и патогенная роль очевидны. Всех их объединяет одно свойство — способность формировать образы линеаментных неоднородностей диакластического типа. Чаще всего они не имеют ничего общего ни с морфологическими, ни с морфоструктурными комплексами, и даже наоборот — образуют с ними фантомные несогласные соотношения. Так, известный геолог Ю. Г. Сафонов (1983) отмечал, что дешифрирование космических снимков привело к открытию скрытых разломов, представленных зонами рассредоточенных трещин и разрывных нарушений различных порядков. Они образуют зоны свободной проницаемости в мантию и осуществляют контроль над размещением рудных узлов, полей и месторождений. Выражены они в виде зонально организованных микро- и мезоформ рельефа: спрямленных участков рек, седловин, микроуступов на склонах, рытвин, цепочек озер, термокарстовых воронок, микрониш, связанных с ключами, мерцающих разломов и др. [30]. М. А. Фаворская и И. Н. Томсон (1969) протяженные, секущие морфоструктурный план линеаменты считали индикаторами сквозных рудоконцентрирующих разрывных структур, поскольку они сами и узлы их пересечений контролируют размещение различных типов рудных узлов и полей. Геоморфологически это именно те малые формы рельефа, о которых писал Ю. Г. Сафонов. Ярким примером геоморфологического криптоморфизма является опи-

санное Д. А. Тимофеевым в личном письме к автору пособия выражение разлома Эхийн-Гол в пустыне Гоби. «Сам оазис возник потому, что там имеются выходы грунтовых вод по молодому разлому, частично выраженному в рельефе в виде мало контрастного уступа. Изучая аэроснимки, я обнаружил, что разлом пересекает поперек русло крупного сайра — черная линия на светлом фоне русла. При увеличении эта линия распалась на точки, а точки (при изучении на местности) оказались кустами тамарикса. Каждая точка — высокий и пышный куст. Сливаясь (генерализуясь) на снимке, точки дают линию разлома. Таким образом, «образ» на снимке имеет свою причину, действие которой выразилось в лучших условиях для роста тамарикса, вдоль частично выраженного в виде малых структурных форм разлома». В литературе даются описания многочисленных выражений в современном рельефе образов скрытых для геологической съемки тектонических структур.

Термины **центроzonальные (геоморфологические) структуры, кольцевые структуры, концентрические структуры, морфоструктуры центрального типа** и другие им родственные являются синонимами. При обстоятельном изучении специальных карт, где главной единицей картографирования являются структуры центрального типа (СЦТ), выделенные на основе картометрического анализа или в результате дешифрирования дистанционных снимков местности, выяснилось, что далеко не все они одинаково выражены в рельефе. Лишь некоторые из них представлены поднятиями или кальдерами, окруженными кольцевыми хребтами (Кондер на Алданском щите, Кент в Казахстане), являются купольно-кольцевыми образованиями (Аскаран, Тунгатар, Шалтас, Улькен-Каракуус, Жамсы, Байназар, Кызылтас в Казахстане) или выражены иным комплексом форм. Подавляющее большинство линеаментов кольцевой, дуговой, эллипсоидальной и иной геометрии — это диаклазы. Они отчетливо прослеживаются по цепочкам озер, спрямленным участкам речных долин, фасетам, седловинам, гривам, грядам, рвам, термокарстовым воронкам, источникам и другим элементам ландшафтной среды,

формирующим фотоаномальное изображение на снимках или экранах мониторов при генерализации.

Лучшим аналитическим материалом для анализа подобных структур являются карты, выполненные В. В. Соловьевым и В. М. Рыжковой [4]. Безусловно осознавая все высказанное нами ранее, В. В. Соловьев чаще всего прибегал к термину «структуры центрального типа по данным геолого-морфологического анализа», давая понять, что это в первую очередь геологические, а не геоморфологические образования. Однако четкого разграничения между морфоструктурами и диаклазами он не делал. Это обстоятельство отразилось и в стилизованных классификационных рисунках В. В. Соловьева — реконструкциях картографируемых единиц, на которых автор подчеркивал их принадлежность именно к морфоструктурному ряду. Более того, он не поощрял это разграничение и в чужих работах, имея большой авторитет в геологической среде и средства для внедрения своих идей в геологическую практику. Он распространил название «морфоструктура центрального типа» (МЦТ) на все без исключения типы центроzonальных образований. Впрочем, такое же содержание термина МЦТ дает и терминологический словарь Г. Ф. Уфимцева и др. [36].

Тем не менее вся специальная литература, как открытая, так и фондовая, посвященная центроzonальным оптико-ландшафтным аномалиям, не делает и сейчас различий между собственно морфоструктурами и квазидвумерными образами, представленными диаклазами и соответствующими им в ландшафте криптоморфными геоморфологическими образованиями. Такое вульгарное отношение к понятию «морфоструктура» нанесло непоправимый ущерб как геоморфологической науке, так и геологической практике. Понятие «морфоструктура» постепенно утратило свое конкретное значение, с этим термином стала ассоциироваться любая тектоническая структура вне зависимости от того, как она проявлена в современном рельефе.

Тонометрические аномалии — аномальные тоновые изображения на дистанционной основе, связанные с оптико-ландшафтными свойствами земной поверхности, адекватно отображающие

геолого-структурные объекты литосферы на картах. Плотность тона можно передать и количественно: в виде таблиц или изолинейных поверхностей, отображающих степень яркости.

Морфотектоника представляет собой геоморфологическую форму организации новейшего тектонического пространства. Данное определение в лаконичной форме обобщает все определения, которые даны в терминологическом словаре и которые входят в понятие «тектонический рельеф» [36]. На этом свойстве основана методика тектонического анализа рельефа, успешно применяемая для изучения новейшей геодинамики гор. Она включает решение прямой и обратной геоморфологической задач. Рельеф в пределах новейшей тектонической структуры отображает ее остаточную от размыва часть (прямая геоморфологическая задача). А тектонический рельеф является реконструируемым целым новейшей тектонической структуры по элементам остаточного рельефа (обратная геоморфологическая задача). Продукты размыва (как результат геоморфологического процесса экзодинамической деформации новейшей структуры) переносятся и переотлагаются в коллекторах за пределами зоны размыва. Гранулометрический состав образующихся слоев отражает характер данных процессов и явлений, а формы эрозионного рельефа им адекватно соответствуют. Каждому комплексу осадочных толщ соответствует свой геоморфологический латеральный ряд в вертикальном профиле выработанного рельефа, а морфодинамическому поясу — свой литологический комплекс. В своей совокупности они образуют согласованный геолого-геоморфологический комплекс современной геологической формации.

Таким образом, криптоморфные геоморфологические структуры практически не участвуют в процессе рельефообразования. Их результирующий эффект в общем цикле развития поверхности Земли составляет бесконечно малую величину, поэтому не может быть зафиксирован в общем формационном ряду. Именно это обстоятельство позволило считать процесс образования криптоморфных геоморфологических структур наложенным на морфоструктурный, или наоборот, что принципиально неважно.

1.9.3. Природа криптоморфизма

Возникновение криптоморфных геоморфологических образований можно характеризовать термином «криптоморфогенез». Методика изучения этого процесса основывается на некоторых общих положениях:

- 1) понятия «форма» и «образ» тождественны;
- 2) дистанционная информация в общем геолого-геофизическом ряду занимает промежуточное положение и является связующим информационным звеном;
- 3) тонометрические аномалии отображаются на снимках через оптические характеристики ландшафта, системообразующим элементом которого являются формы и элементы рельефа, дисперсия и зональное размещение которых, возможно, связаны с диссипацией энергии глубинных процессов Земли.

Если принять за основу модель расслоенности литосферы А. В. Пейве, то можно прийти к выводу, что КГС отображаются в ландшафтных структурах литосферы посредством стоячих внутренних гравитационных волн. Эти волны имеют общую физическую природу с конвекцией и описываются одним и тем же математическим языком. Динамика земной коры и мантии в геологическом масштабе времени подчиняется законам механики жидкостей, для ее описания удобно применять волновую модель. Поскольку границы разделов в геологической среде весьма условны, то для их параметрического описания можно принять длину волны, или волновой вектор, при этом стирается грань между представлениями о структуре и волне. Какие бы ни были динамически неравновесные процессы, охватывающие Землю на всех масштабных уровнях, они порождают диссипативные структуры, выражением которых могут быть гексагональные образования. В жидкопластичной среде, каковой является коромантийная смесь, они могут преобразовываться в структурные формы центрозональной геометрии (во внутренней части ячейки Бенара) и линеаментные системы ортогональной и диагональной динамопар (во внешней ее части). С этих же позиций можно объяснить и радиально-лучистую

структуру центровзональных кольцевых систем. Если несколько усложнить гидродинамическую модель стоячих внутренних гравитационных волн, введя параметр кручения, то с этих же методологических позиций можно объяснить и вихревые структуры. Если представить, что действие такого механизма происходит в геологическом времени в мантии в жидкопластичной среде, то одновременно в хрупкой среде верхней части коры должны преобладать глыбово-волновые перемещения с образованием морфоструктур, на поверхности которых могут в скрытой форме отобразиться следы глубинных *диссипативных* структур в виде криптоморфных геоморфологических образований.

1.9.4. Картографирование криптоморфных геоморфологических мегаструктур на примере Северной Евразии

Иллюстрацией вышесказанного является Карта структурных неоднородностей земной коры Северной Евразии масштаба 1:15 000 000, выявленных по данным космических съемок, картометрических реконструкций и аномальных геофизических полей в масштабах от 1:1 000 000 до 1:5 000 000 [8] (см. прил. 1). *Объектом* картографирования явились центровзональные формы, отражающие разноглубинные тектонические и тектоно-магматические структуры размерностью 0–50 км (преимущественно 0,2–2 и 5–40 км), 50–100 км (преимущественно 60–90 км) и больше 100 км в диаметре. *Предметом* изучения были поля сгущения этих образований, при этом не предполагалось наличие прямой связи между размерностью структурных форм и их глубиной. Генезис определялся в зависимости от геодинамической позиции каждого класса объектов картографирования.

При анализе природы *малых и среднеразмерных кольцевых форм*, образующих сгущения и показанных на данной карте штриховкой различных видов, было сделано допущение о том, что они могут быть связаны либо с магматическими телами (орогенные гранитоиды, траппы), либо с брахиформными тектоническими де-

формациями (плиты). Для орогенных и дейтероорогенных областей проводилось сопоставление центрональных структур с площадями магматических тел методом статистических выборок (пример такой выборки показан на рис. 16).

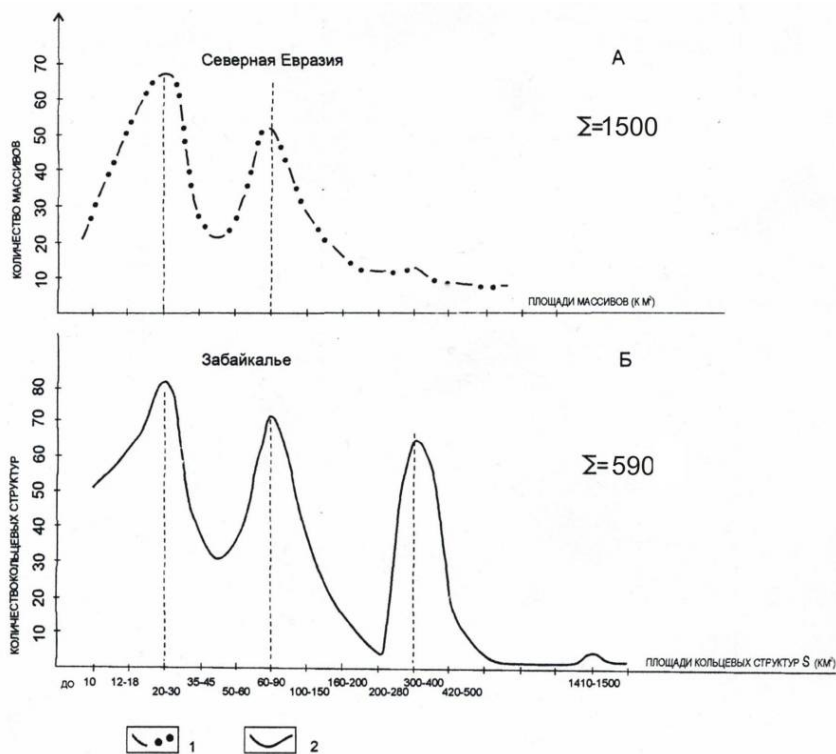


Рис. 16. Вариационные кривые распределения размерности

1 — гранитоидных массивов позднего мезозоя территории России и сопредельных государств; 2 — кольцевых структур изображений на различных типах дистанционных снимков для Забайкальского региона

Очевидно наличие представительной корреляции размерности площадей выходов на поверхность орогенных гранитоидов (независимо от их вещественного состава) с размерностью ареальных

КГС над ними, что позволяет предположить не только пространственную, но и генетическую связь между ними. Отсюда следует, что зоны сгущения центров КГС в пределах дейтероорогенных областей могут иметь магматическую природу. На основании этого можно предположить, что и все остальные центроzonальные структуры аналогичной размерности, выделенные по снимкам и аномальным геофизическим полям, в подобных структурно-геологических ситуациях могут быть связаны с особенностями проявления магматизма, в поле развития которого они находятся. Последнее обстоятельство позволяет относиться к выявленному феномену как к потенциальным рудно-магматическим образованиям.

Первой группе центроzonальных структур самого малого диаметра соответствуют трубки взрыва. Вторую представляют активационные гранитоидные тела областей слабого горообразования и вулканические кальдеры полей базальтоидного магматизма сводовых поднятий сибиретипных платформенных гор. Третья группа связана с телами андезит-липаритового ряда островодужных комплексов и брахиформными образованиями плит нефтегазоносных бассейнов. Последние территориально приурочены к аномалиям теплового поля, что свидетельствует об их косвенной связи с плюм-тектоническими процессами в мантии. Четвертая группа не охвачена в достаточном объеме статистической выборкой. Это обстоятельство определило индивидуальный подход к структурным формам с размерностью от 125 до 600 и более километров. В этом случае исследования проводятся на базе корреляционного анализа изображений и аномальных геофизических полей, по оптико-статистическим параметрам, данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), характеру магматизма и металлогении [14].

Для того чтобы объяснить процесс картографирования и интерпретации, необходимо сопоставить линеаментные оболочки и рудоносность. Примером может быть Верхоянье. На рис. 17 отчетливо видна связь линеаментных структур (Янской, Индигирской, Верхнеколымской), сложных центроzonальных структур Колымской микроплиты с рудоносностью.

Участки платформенных равнин: 1 — приподнятые; 2 — опущенные; 3 — граница между ними; 4 — области обнаженного складчато-надвигового субстрата мезозойской складчатости северо-востока России, подвергшиеся денудации. *Площади компактного размещения линеаментных отображений центрозоновых структурных форм с диаметром в км:* 5 — 50–100; 6 — до 50; 7 — границы горного рельефа Верхоянья. *Дислокации:* 8 — взбросовые дислокации земной коры новейшего тектонического этапа; 9 — региональные сдвиги; 10 — зона Верхояно-Марианского сквозного трансконтинентального линеамента; 11 — прочие неориентированные линеаменты (диаклазы); 12 — взбросо-надвиговые дислокации позднего мезозоя; 13 — разрывные, преимущественно надвиговые, дислокации нижнекорового заложения кайнозоя; 14 — зоны смятия; 15 — внешние и внутренние контуры глубинных образований очагового типа; 16 — линеаменты дуговой и центрозоновой геометрии. *Генетические типы месторождений полезных ископаемых:* 17 — гидротермальные; 18 — контактно-метасоматические; 19 — россыпные; 20 — связанные с системами жил; 21 — минерализованные зоны дробления. *Рудовмещающие породы и тела:* 22 — песчаники, конгломераты; 23 — известняки; 24 — доломиты. *Формы рудных тел:* 25 — линзы, четки, чечевицы; 26 — штокверки; 27 — перспективные рудопроявления. *Типы оруденения:* 28 — смешанный; 29 — связанный с разрывными нарушениями; 30 — названия минеральных типов оруденения; 31 — названия блоков разного ранга (П сиб. — Сибирская платформа, П — Предверхоянский прогиб, В — складчатые горы перикратонного Верхоянского прогиба, Я — Янская центрозоновая вихревая структурная форма позднемезозой-кайнозойского возраста, И — Индигирская вихревая центрозоновая структурная форма того же возраста, Пр — Приморская аккумулятивная равнина, К — Колымский срединный массив (микроконтинент), А — Алазейская вихревая центрозоновая структура (горячая точка))

На данном рисунке косой штриховкой обозначены площади пояса центрозоновых структур среднего звена (60–90 км), той же штриховкой с цифрой 6 — малые центрозоновые образования (2–40 км). По геофизическим данным (соотношению гравимагнитных характеристик), поле, закартированное штриховкой, соответствует скрытым в осадочных породах магматическим комплексам среднего состава позднего палеозоя. Разрозненные поля штриховки с цифрой 6 соответствуют верхнекоровым магматическим ком-

плексам гранитоидного ряда. На схеме также отчетливо выделяется сквозная зона Верхояно-Марианского трансконтинентального линеамента [21], контролирующая гранодиоритовые оловоносные интрузии Верхоянья как известные, так и еще невыведенные на дневную поверхность. Аналогичным образом проводятся исследования и всех остальных инфраструктурных образований центрального типа.

1.9.5. Структурное моделирование земной коры на базе криптоморфных геоморфологических структур

Для изучения информации, отображенной на карте в виде сложных линеamentных систем большой размерности, не обеспеченной статистическими выборками, была разработана специальная методика изучения их природы. Она опирается на предположение, что все выделяемые неоднородности являются результатом геодинамики Земли. Методика основывается на корреляции данных картографического, пространственного и математического анализов магнитного поля Земли, полученных спутниками POGO и MAGSAT с высоты 400÷500 км, с линеamentными и тонометрическими моделями (см. рис. 18).

Гравиметрические и геотермические характеристики этих аномалий пересчитывались с целью получения равенства радиусов их телесных углов и радиусов наблюдаемых магнитных аномалий и соответствующих им центроzonальных космических образов. Преследовалась цель получения количественных характеристик глубины залегания поверхности тела неоднородности земной коры, формирующего тонометрическую и соответствующую ей геомагнитную аномалию. Пример картографического сопоставления геоморфологических и геомагнитных космических данных с другими характеристиками литосферы показан на рис. 19.

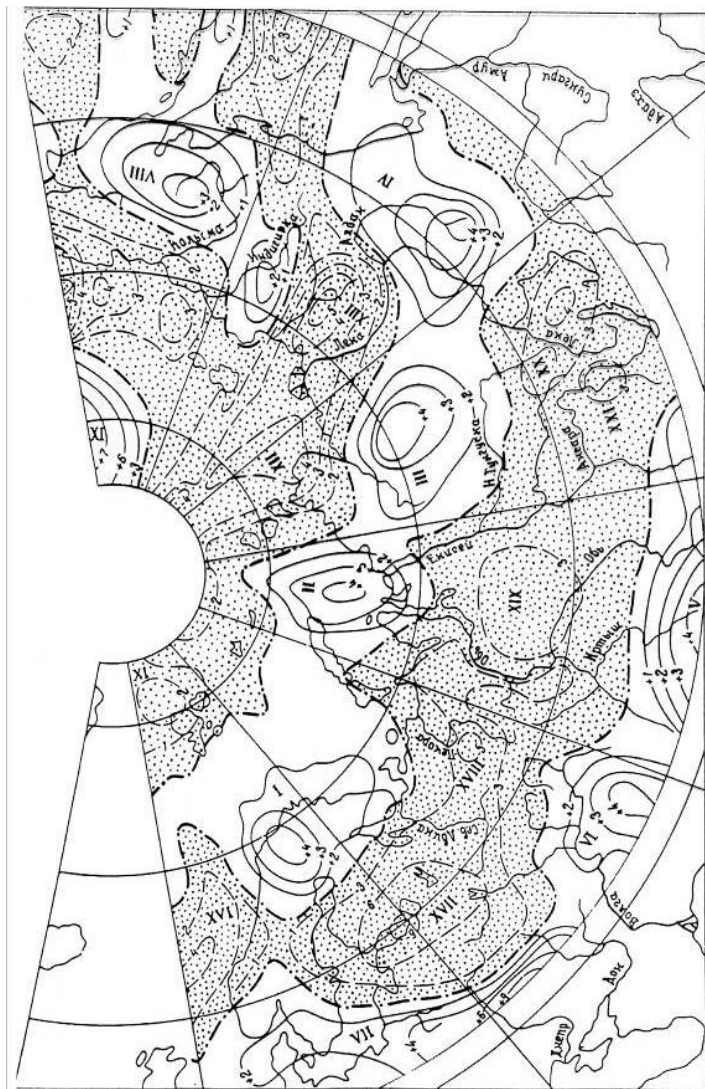


Рис. 18. Схема размещения положительных (без крапа) и отрицательных (крап) аномалий магнитного поля приполярного сектора Евразии по данным спутников РОГО.

Положительные и отрицательные аномалии представлены в изодинамах нанотесла

Римскими цифрами обозначены номера аномалий

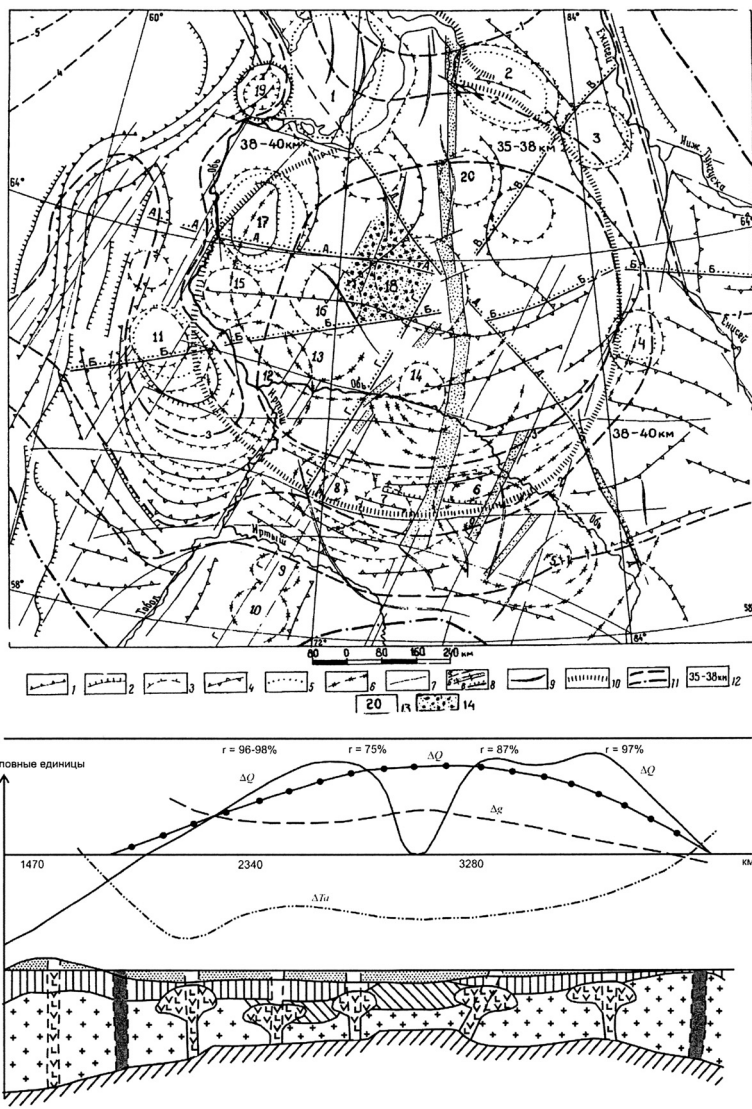


Рис. 19. Линеаментная модель отображения глубинного строения Обской центрональной мегаструктурной формы

На верхнем изображении — схема индикационных признаков дешифрирования: 1–7 — геоморфологические признаки (1 — структурные уступы; 2 — денудационные уступы; 3 — подножья брахиформных поднятий; 4 — оси водоразделов; 5 — вариастраты на склонах брахиформных поднятий; 6 — линеаменты дуговые и кольцевые; 7 — линеаменты ориентированные); 8 — разломы (а — фрагментарно отображающиеся, б — ограничивающие рифтогены (крап), в — система радиальных разломов); 9 — оси простираения складок фундамента (по геологическим данным); 10 — уступ поверхности «М»; 11 — изодинамы магнитного поля по данным спутников POGO; 12 — мощности земной коры по данным В. В. Соловьева (1978); 13 — номера изученных брахиформ (не рассматриваются в тексте); 14 — расположение блока с наименьшими значениями мощностей земной коры. На нижнем изображении — схема корреляции аномальных геофизических полей и модель строения земной коры по профилю $\varphi=65^\circ$. На разрезе земной коры: крап — осадочные породы плитного чехла; прямая штриховка — породы складчатого фундамента; левая косая штриховка — породы байкальской консолидации; «плюмы» — зоны повышенной проницаемости, определяющие инфраструктуру рисунка изображения; черные полосы — разломы разделяющие геоструктурные области. Кривые над разрезом: штриховая линия — кривая аномального поля силы тяжести (Δg); штрихпунктирная линия — кривая аномального магнитного поля (ΔT_a); сплошная линия — кривая аномального теплового поля (ΔQ); сплошная линия с точками — обобщенная кривая аномального теплового поля (ΔQ); ρ — значения коэффициентов корреляции

Методика моделирования строится на принципах *совместимости* дистанционной и геолого-геофизической информации и *целесообразности* использования аналоговых или цифровых методов обработки. Научно обосновываются параметры оптимально достаточного набора изображений с учетом единства ландшафтных и структурно-геологических свойств земной поверхности. При цифровой обработке используются следующие методы:

1) анализ градиентов яркости в изолинейном виде (дифференциальный анализ) и в виде характерных текстур преобразованного изображения, соответствующих определенным структурно-формационным комплексам;

2) статистические методы обработки цифровых моделей рельефа, частотно-пространственный и дисперсный анализы изображе-

ний с целью получения данных об особенностях тектонического строения разноглубинных срезов земной коры и блоковых ограничений;

3) спектральный анализ изображения с целью получения информации о мощностях рыхлых отложений, а также методы индикации дискретных тел в земной коре.

В качестве аналоговых используются методы структурного дешифрирования, картометрического анализа рельефа и поверхностей топографического ряда (карт магнитного, гравитационного, теплового полей). В интерактивном режиме производится совмещение полученных результатов с данными структуры линейamentного поля, представленного в виде дистанционного изображения.

Методика интерпретации данных (полученных с помощью корреляционного анализа) производится посредством моделирования образов. Выделяются классы моделей разноглубинных тектонических структурных форм, связанных, к примеру:

- 1) с регматическими системами ориентированных линейamentов;
- 2) центроzonальными кольцевыми;
- 3) вихревыми структурными формами разной размерности;
- 4) шарьяжно-надвиговыми образованиями.

На практике выяснилось, что классы кольцевых и вихревых центроzonальных структур над восходящими конвекционными потоками представлены тремя типами: *лунных морей*, *нуклеаров*, *койлогенов*. Еще один тип формируется над нисходящим потоком вещества.

Структуры типа *лунных морей* выделяются методами сложных реконструкций изображения со структурно-тектонических схем, выполненных Р. З. Левковским (1975) по десяти временным срезам докембрия и раннего палеозоя. Подобные структуры, образовавшиеся в раннем протерозое, характерны для фундамента Восточно-Европейской платформы. На ранних стадиях формирования сиалической коры в архее возникло несколько мегаблоков, разделенных подвижными (зеленокаменными) поясами (межами). В раннем протерозое в результате вихревых конвекционных плюмтектонических процессов в мантии эти блоки приобрели вращение с образованием

крупнейших поликонцентрических мегаструктур фундамента Восточно-Европейской платформы, охарактеризованных в более ранних работах [16].

Структуры *нуклеарного* типа сформировались в разное время путем наращивания вокруг древних докембрийских сиалических ядер складчатых или магматических поясов. При этом первоначально угловатый, имеющий неправильную форму центр консолидации мог превратиться в идеальную центроzonальную структуру (Чешский и Омолонский палеозойские нуклеары, Агинский позднемезозойский нуклеар). Они характеризуются повышенными мощностями земной коры и образуют ядра микроконтинентов (Анабарского, Алданского, Колымского и др.). Отдельно хотелось бы остановиться на Тибетском нуклеаре как структуре, вызывающей много взаимоисключающих толков. Существование круговой системы горных поясов эллипсоидальной формы, мощнейшего минимума поля силы тяжести и аномальной высоты цокольной поверхности плато, свидетельствующих о наличии сиалического легкого «всплывающего» ядра, «холодной» мантии под ним, двойной мощности земной коры, — все это говорит в пользу альпийской нуклеарной геодинамики. А с учетом перекрестного падения сейсмофокальных зон в местах сочленения с соседними мегаструктурами можно говорить о данной модели как о наиболее предпочтительной среди прочих.

Койлогенные образования представляют собой активизированные осадочные чехлы плит. Они обладают следующими свойствами:

- 1) вихревой или кольцевой геометрией линеamentного поля с наложенной на нее радиально-лучистой структурой или без нее;
- 2) конформным уменьшением к центру мощности земной коры, наличием кольцевых уступов поверхности Мохоровичича, сопровождающихся геотермическими аномалиями;
- 3) увеличением к центру значений поля силы тяжести, глубоким минимумом аномального магнитного поля кольцевой формы (измеренного из космоса);
- 4) увеличением к центру мощности платформенного чехла;

5) приуроченностью нефтегазоносных залежей к системе радиальных глубинных разломов и к узлам их пересечения с концентрическими зонами повышенной проницаемости (полигональный рифтогенез, по А. А. Смыслову, 2003);

6) приуроченностью к последним гирлянд брахиформных нефтегазоносных структур.

Аналогами криптоморфных структур данного типа являются Карская, Обская, Прикаспийская, Южно-Каспийская, Амазонская и др. Ансамбли койлогенов разного возраста приурочены к Урало-Африканскому поясу (Урало-Оманскому линейamentу), занимающему 6% территории суши, где сосредоточено до 75% запасов нефти и до 65% запасов газа нашей планеты.

Тектонотип некоторых *вихревых* тектоно-магматических структурных форм обладает свойствами вращательно-нисходящих энергетических потоков. Индикатор такого процесса — вихревое распределение магматических массивов с кальдерой поглощения в геометрическом центре. Морфологически картина напоминает галактическую структуру «черной дыры», или «глаза циклона». Такие структуры обладают следующими свойствами:

- 1) нейтральным или слабоотрицательным значением аномального гравитационного поля;
- 2) глубоким минимумом магнитного поля;
- 3) слабоположительными значениями теплового поля;
- 4) полизональными складчато-надвиговыми структурами со сдвиговой компонентой;
- 5) центростремительной рудной зональностью.

Аналогами таких образований являются Яно-Колымская система центровальных структур и Брахмапутринская вихревая складчатая структура. Первая образовалась в процессе сжимающих напряжений с севера (при раскрытии рифта в Северном Ледовитом океане), с востока и юго-востока (при расширении дна Охотского моря и масштабных левосдвиговых дислокаций в районе южного структурного угла Верхояно-Сетте-Дабанской горно-складчатой системы). Брахмапутринская вихревая структура образовалась в коллизийной зоне тройственного сочленения Индийской плиты,

Тибетского консолидированного сиалического ядра и Южно-Китайской сложно построенной мегацентрозоной структуры нуклеарного типа.

1.9.6. Основные выводы и рекомендации

Криптоморфогенез является вновь описанным рельефообразующим процессом и новым научным направлением в структурной геоморфологии, требующим всестороннего внимания к его изучению в рамках морфотектонического учения. Он проявляется в виде криптоморфных геоморфологических структур, решение проблемы генезиса которых находится на стыке различных наук и научных дисциплин: морфотектоники, геодинамики, металлогении, математики и космонавтики.

Морфотектонические структуры не исчерпываются только явным трехмерным соответствием рельефа новейшему тектоническому плану. Они образуют дискретный ряд изменений от конформного (морфоструктурного) к дисконформному (криптоморфному) геоморфологическому выражению.

Криптоморфные геоморфологические структуры являются индикаторами скрытых дисконформных новейших тектонических деформаций — маргинального звена единого дискретного ряда форм тектонического рельефа.

Выявляемые на снимках из космоса и реконструируемые картометрическими методами криптоморфные геоморфологические структуры являются новым классом новейших тектонических структур, относимых к морфотектоническому ряду. Их образование может быть объяснено диссипативной моделью геодинамического развития Земли.

Образы КГС и их линеаментный каркас представляют фактическую базу для создания аналитических моделей глубинного строения литосферы, которые могут быть использованы при минерагическом прогнозе.

1.10. ДИСТАНЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ РАЗНОГО ВОЗРАСТА В ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОМ ДЕЛЕ

Дистанционные методы получения информации и методы новейших тектонических исследований наглядно отображаются через структурно-геоморфологические критерии. Разница заключается лишь в том, что структурная геоморфология для решения, к примеру, задач нефтегазопроисковых работ оперирует только объемными образами продуктивных структурных форм, в то время как дистанционная информация заметно расширяет возможности выявления новейших и молодых структурных форм. С помощью дистанционных методов можно получить информацию обо всем континуальном морфотектоническом ряде выражения структурных форм (от мофоструктурных до крипоморфных), не выделяющихся морфометрическими методами диагностики.

В настоящее время отмечается интенсивное и инновационное внедрение материалов дистанционных съемок (МДС) в практику геолого-разведочных работ обзорного, регионального, локального и детального характера. Результаты дешифрирования МДС содержат принципиально новые сведения как о структурной неоднородности чехольных комплексов, так и о глубинном строении. Флюиды и тепло, проходя по зонам проницаемости к поверхности, несут информацию о коромантийных геодинамических процессах и структуре чехла. Они позволяют трассировать дизъюнктивные нарушения, выявляют новые тектонические зоны разной активности, уточняют, а иногда и дают принципиально новую информацию о структуре седиментационных бассейнов, их отдельных областей, районов и малых структурных ансамблей. Все это вместе способствует выявлению новых районов поисков и дает незаменимый материал к доисследованию известных нефтегазоносных областей.

Основу методических исследований и практического использования МДС составляет разработанный в нашей стране индико-

онный метод. Он базируется на представлениях о единстве компонент ландшафта и их корреляционных связях с объектами геологического и глубинного строения, а также с процессами, их формирующими. Изучение и выделение ландшафтных индикаторов дистанционных образов и их тонометрических показателей, отражающих структуру чехла (как, впрочем, и геологическое строение, и структуру фундамента), имеют научную и практическую ценность. Дешифрирование космических снимков по геоморфологическим индикаторам привело к дальнейшему развитию представлений о скрытых разломах разной геометрии. В различных рудных районах такие образования представлены зонами рассредоточенных трещин и разрывных нарушений различных порядков как рудоконцентрирующих структур различных типов. Например, полученные по космическим снимкам достоверные данные о линейной протяженности разломов делают оценку проникновения их на глубину более значимой. Для рудоконтролирующих разломов такая оценка важна для суждения о вертикальном интервале распространения оруденения. При расчетах такой глубинности используют не бесспорное, но принятое в настоящее время эмпирическое правило М. В. Гзовского: глубина проникновения разлома составляет не менее половины его длины по простиранию. С такими выводами согласуются и данные сейсмологических исследований. Они показывают, что эпицентры большинства землетрясений, в результате которых и возникают глубинные разломы длиной в десятки километров, располагаются именно на этих глубинах. Таким образом, рельеф местности, его поля и зоны, представленные рядами малых форм структурного рельефа, благодаря известным свойствам космических снимков, позволяют выявлять скрытые, или криптоморфные, разноглубинные разломы и зримо изучать их полезные и вредные свойства, используя все доступные на сегодня методы структурно-вещественной и других видов диагностики, включая и математико-статистические.

1.10.1. Рельеф как универсальная модель геолого-тектонического и глубинного строения местности

Рельеф местности может отображать целый спектр разноглубинных неоднородностей литосферы. Его индикационные признаки могут быть *прямыми, косвенными, опосредованными и скрыто выраженными*, или *криptomорфными*. Все вместе они представляют единый дискретный ряд изменений от высокой степени конформности до полной дисконформности. Высокой степенью конформности обладает морфоструктурный план, выраженный через системы *прямых* и *косвенных* индикаторов геоморфологического дешифрирования. Ими могут быть тектонические уступы, оси поднятий (хребты) или опусканий (депрессии), региональные зоны сейсмодислокаций, прослеживающиеся в парагенетической связи с сейсмогравитационными формами рельефа, вулканы и вулканические цепи, островные дуги, рифтовые зоны и системы разномасштабных геоморфологических форм, образующих их структуру. *Опосредованные* индикаторы помогают выявлять морфотектонические дислокации с помощью морфометрического усиления диагностики объекта, выраженного неявно. *Криptomорфные* геоморфологические индикаторы наиболее надежно и рационально выявляют внутреннюю структуру тонометрических аномалий, отображающихся на аэрокосмических материалах. Рассмотрим этот аспект более подробно.

Выявление общих закономерностей формирования и передачи информационного сигнала о содержании строения литосферы на аэрокосмических изображениях Земли является важнейшей частью дистанционных исследований. Именно они определяют геологическую информативность рассматриваемых материалов вообще и в конкретных условиях той или иной области в частности. Ясное представление об информативности этих изображений определяет направления их применения, круг задач, которые можно решать с их помощью, методику выявления и технологию обработки данных дешифрирования и получения интерпретационного результата.

Геологическая информативность материалов дистанционных съемок и инструментальных измерений определяется двумя важ-

нейшими группами факторов. К *первой группе* относятся геоморфологические индикаторы структурно-геологической индивидуальности объектов исследования. Ими могут охватываться как целые территории, так и отдельные геологические тела разных размеров, вещественного состава и структуры, положения в разрезе земной коры. *Вторую группу* факторов составляют физические индикаторы и носители этой информации, методы и приемы их регистрации. Ими могут быть гравитационное, магнитное, электромагнитное (включая и видеоизобразительное или яркостное) поля, тип и характер их излучения, трансформация на пути от источника к приемнику, возможности методов, приборов и материалов для их регистрации.

1.10.2. Земная поверхность как геологический объект наблюдения и предмет геологического моделирования

При визуальном дистанционном изучении Земли по фотографическим, электронно-сканерным, радиолокационным и другим изображениям, получаемым с самолетных или космических носителей, специалисты имеют дело с информацией от одного и того же объекта излучения — земной поверхности — в виде сложной интегральной картины. Следовательно, важнейшей задачей исследователя является нахождение искомой составляющей части для получения представления об объекте исследования. Таким образом, приступая к геологическим наблюдениям из космоса, необходимо иметь совершенно определенное представление о том, чем является земная поверхность как геологическое образование. С этих позиций ее необходимо рассматривать как некую интегральную структуру, созданную в результате последовательного наложения и сложения разновозрастных и разноглубинных ансамблей неоднородностей, закономерно переработанных многообразным комплексом экзодинамических процессов. В этом определении земная поверхность рассматривается как категория историческая и одновременно как результат окислительного взаимодействия лито-

сферы с гидросферой, атмосферой и биосферой. С этой точки зрения земная поверхность должна выступать как современный эрозионный срез земной коры, как геоморфологическая формация современной геологической формации. В структуре геоморфологической формации необходимо четко разграничивать древние и молодые элементы, так как их удельный вес в формировании земной поверхности различен. А соотношение того и другого имеет огромное значение для оценки интенсивности новейшей геодинамической активности литосферы в данном конкретном месте. Соответственно, различна и информативность материалов дистанционных съемок в отношении разновозрастных и разноглубинных образований.

1.10.3. Молодые структурно-геологические неоднородности

Молодые структурно-геологические неоднородности создают основные формы современного континентального рельефа, которые мы можем наблюдать на обзорных космических снимках. Они предопределены молодыми и новейшими тектоническими движениями геоморфологического этапа развития литосферы Земли и возникли 30–35 млн лет тому назад (олигоцен, реже эоцен). В то же время надо понимать, что сами формы новейших структурных образований достаточно разнообразны и различны на платформенных равнинах, в горно-складчатых областях и рифтовых зонах.

На платформах они отличаются большими размерами, преобладанием мягких изометрично-овоидных форм с малой контрастностью рельефа, градиентными переходами между положительными и отрицательными формами. Поэтому границы таких структурных форм являются размытыми. Все это затрудняет их картирование, особенно если работы ведутся контактными методами.

В пределах горно-складчатых областей и рифтовых зон задача выделения молодых элементов геолого-структурных форм решается много проще, поскольку в большинстве своем они очевидны.

Хребты и впадины, вулканы, тектонические уступы являются ничем иным как крупными блоками земной коры. Подобные структурные формы охватывают сразу мощные толщи земной коры. Их называют *складками основания* (по Э. Аргану и С. С. Шульцу), *складками коры* (по В. Пенку), *аркогенами* (по Е. В. Павловскому), *складчато-глыбовыми поднятиями* и *опусканиями* (по В. А. Обручеву). К основанию в данном аспекте относятся все осадочные, метаморфические и магматические комплексы, которые были сформированы в эпохи, предшествующие новейшему этапу, когда деформационные структурные формы не вступили в контакт с атмосферой, гидросферой или биосферой. От молодых покровных образований они обычно отделены поверхностями несогласия, которые, в свою очередь, отражают длительные эпохи денудационного выравнивания горного рельефа континентов. Для основания, или фундамента, характерна расслоенность. Это означает, что в верхней части коры наблюдается чередование разновозрастных структурных этажей, а в нижней ее части и в верхней мантии это расслоение дополняется изменениями физико-химических вещественных комплексов. Чехол, или покров, платформ понимается в их традиционном значении.

В одних случаях деформациями охвачены древние, ранее уже деформированные породы (как на Урале или Тянь-Шане). В других одновременно с ними интенсивно развиваются значительно более мелкие по размерам и глубине охвата деформации молодых ранее недеформированных пород. Примером этого могут служить Альпы, Карпаты, Кавказ, Гималаи и др. И в тех, и в других случаях деформации образуют внутреннюю структуру складок основания. Имея сравнительно небольшие размеры и не образуя самостоятельных форм рельефа, они могут и не распознаваться с больших космических высот, а дешифрироваться с помощью аэрофотоснимков и космических снимков высокого пространственного разрешения. Важно здесь то, что эта внутренняя структура складок основания предопределяет некоторые особенности их общей морфологии, представленные на дистанционных носителях в виде внутреннего фотоаномального рисунка, отраженного от роев и зон малых структурных форм рельефа.

Молодые складки покрова в ряде горно-складчатых областей достаточно обширны по своим размерам и прямо проявлены в рельефе в виде линейных повышений и понижений или куполообразных складок. Будучи сложенными слоистыми или многоцветными толщами осадочных или вулканических пород, они хорошо распознаются на снимках. Примером могут служить Ферганская впадина, Таджикская депрессия, восточная часть Кавказа, складки Загроса и др.

Возможности дешифрирования в этих случаях предопределены различными степенями деформированности той или иной территории. Результаты дешифрирования являются надежными критериями тектонического, структурно-морфологического или кинематического районирования, которое можно эффективно производить с помощью аэрокосмических изображений. Здесь высокий уровень конформности рельефа и геологического субстрата отображается на снимках прямыми или понятными косвенными геоморфологическими признаками.

1.10.4. Древние структурно-геологические образования

Древние структурно-геологические образования в различной мере вовлечены и преобразованы молодыми движениями. В зависимости от степени последующих преобразований и принадлежности к той или иной новейшей тектонической области (складчатой, платформенной) их значение в преобразовании рельефа поверхности различно.

Структура древних складчатых комплексов в пределах молодых орогенов на дистанционных носителях распознается несколько хуже, чем альпийская молодая складчатость. Эта структура определяет лишь некоторые особенности новейшей формы, которые в рельефе проявлены в виде малых форм. Они создают специфику внутреннего рисунка того или иного ранее выделенного новейшего тектонического блока и могут не распознаваться прямыми и косвенными признаками вообще за счет более поздней деформационной деятельности.

На щитах складчатые комплексы метаморфогенных дислокаций распознаются значительно лучше, так как их рисунок мало переработан молодыми тектоническими процессами и не затушеван покровными комплексами рельефа. Примером могут быть Канадский (пояс Томпсон), Балтийский (Имандра-Варзугский пояс) и Казахский щиты. Селективная денудация и избирательная эрозия в этих условиях препарируют древние структурные формы. На дистанционной основе они распознаются достаточно хорошо, поскольку доминируют в микро- и мезорельефе и определяют конфигурацию размещения почвенно-геоботанических индикаторов. Этот класс геологических задач, где степень конформности рельефа и геологического субстрата не всегда высокая, определяют *косвенные и опосредованно выраженные* индикаторы.

Погребенные древние и внутричехольные структурные неоднородности в пределах оснований плит, их чехлов или межгорных впадин могут тоже проявляться на поверхности в ряде следующих случаев:

1) при нарушении и некотором преобразовании восходящих потоков тепла, газов и флюидов с более глубоких горизонтов коры и формировании на поверхности ореолов морфолого-почвенно-растительных микрокомплексов, отображающихся на снимках в виде тоновых аномалий изображения;

2) штамповой передаче в чехольные комплексы платформ тектонических неоднородностей основания;

3) денудационном вскрытии уже сформированных штамповых образований чехлов платформ;

4) унаследованном или возобновленном развитии древних структурных неоднородностей основания. В случае низкой степени конформности или при ее отсутствии «работают» опосредованные и криптоморфные индикаторы.

Проявление на дистанционных материалах глубинных неоднородностей литосферы является важнейшим качеством и малоизученным аспектом геологического (структурно-геоморфологического) дешифрирования. Говоря об изучении глубинных деформаций, необходимо исходить из того, что глубинный тектогенез представлен большим разнообразием первичных форм и процессов, различ-

ных по своему генезису, глубине нахождения и объему охваченных ими слоев литосферы. Они различаются также по времени заложения и активного развития, механизму передачи и форме проявления в более высоких слоях литосферы и на поверхности Земли. Поэтому при их диагностике используется весь спектр геоморфологических индикаторов, объединенных в геометрические образы линеаментных систем.

По **генезису** геологического процесса глубинные образования, стимулирующие тот или иной индикатор, могут быть *деформационными* (упругими, пластичными или разрывными), *магматогенными* (в виде местного плавления и внедрения расплава) и *метаморфогенными*.

По **глубине** нахождения и охвату глубинных форм они могут быть скрыто локализованными в одном или нескольких глубинных слоях и сквозными, охватывающими непосредственно верхние слои земной коры и поверхность Земли. *Скрытые образования*, локализованные в одном глубинном слое, могут быть нижнемантийными, подастеносферными, надастеносферными, нижнекоровыми и верхнекоровыми. Неоднородности данного типа, расположенные в нескольких глубинных слоях, могут быть верхнемантийными, коромантийными и нижнекоровыми. *Сквозные образования* представлены мантийными, нижнекоровыми и верхнекоровыми. Другие дислокации проявляются в некотором интервале глубин. Они не достигают приповерхностных зон коры и проявляются в виде вторичных форм — линеаментов, линеаментных зон разной геометрии, называемых криптоформными образованиями. Многие из них являются объектами первостепенной важности с точки зрения минерагенического прогнозирования.

По **времени активного развития** глубинные формы и адекватные им процессы могут быть *современными* (сопряженными с новейшими тектоническими движениями как новообразованными, так и возрожденными) и древними.

По **формам и степени проявления** в приповерхностной зоне земной коры и рельефе они могут быть *прямыми*, *косвенными*, *опосредованными* и *криptomорфными*. На снимках данные образования выражаются в виде структурно-геологических, ландшафтно-

геоморфологических или зонально-локализованных микрогеоморфологических признаков.

По **механизму передачи и генезису** форм проявления на земной поверхности глубинные структурные неоднородности могут быть *механическими* (упругими, пластичными или разрывными), *вещественно-геохимическими* (магматическими, гидротермальными, гидрогеохимическими) и *геофизическими* (гравитационными, магнитными, тепловыми и др.).

Совокупность известных геолого-геофизических и геохимических данных и наших представлений о структуре литосферы и процессах, происходящих в ней (в формах преобразования и миграции вещества), позволяет составить модель передачи глубинного «сигнала» на земную поверхность и проявления на ней глубинных скрытых структур, соответствующих отражений их на космических снимках и в рельефе в виде простых и сложных композиций.

Простейшими из них являются *линеamentные модели*. Предположим, что линеамент — отражение на земной поверхности некоторого погребенного разлома, по которому могут происходить активные смещения или разделение блоков основания. Смещение блока может происходить в некотором погребенном слое и вызывать смещение, деформацию всего вышележащего слоя покрова, следовательно, будет как-то им преломлено. Естественно предположить, что на поверхности глубинные смещения могут проявиться в виде полосы или зоны вторичных форм. При большой генерализации космического изображения эта зона концентрируется в виде полосовой тонометрической аномалии. Форма нарушения в фундаменте платформ, несомненно, должна повториться и на поверхности в виде геометризованной фигуры. Ширина и внутренний рисунок тонометрической аномалии, согласно закону конуса рассеивания, отображают форму и интенсивность первичной деформации. Чем глубже источник возбуждения, тем более расплывчатым будет изображение (шире полоса малых структурных форм рельефа). Чем активнее сигнал возбуждения, тем резче проявление глубинной неоднородности на поверхности. Именно на этой особенности и основывается наше предположение о диссипативном механизме связи между геологическим процессом и его геоморфологическим следствием (см. рис. 20).

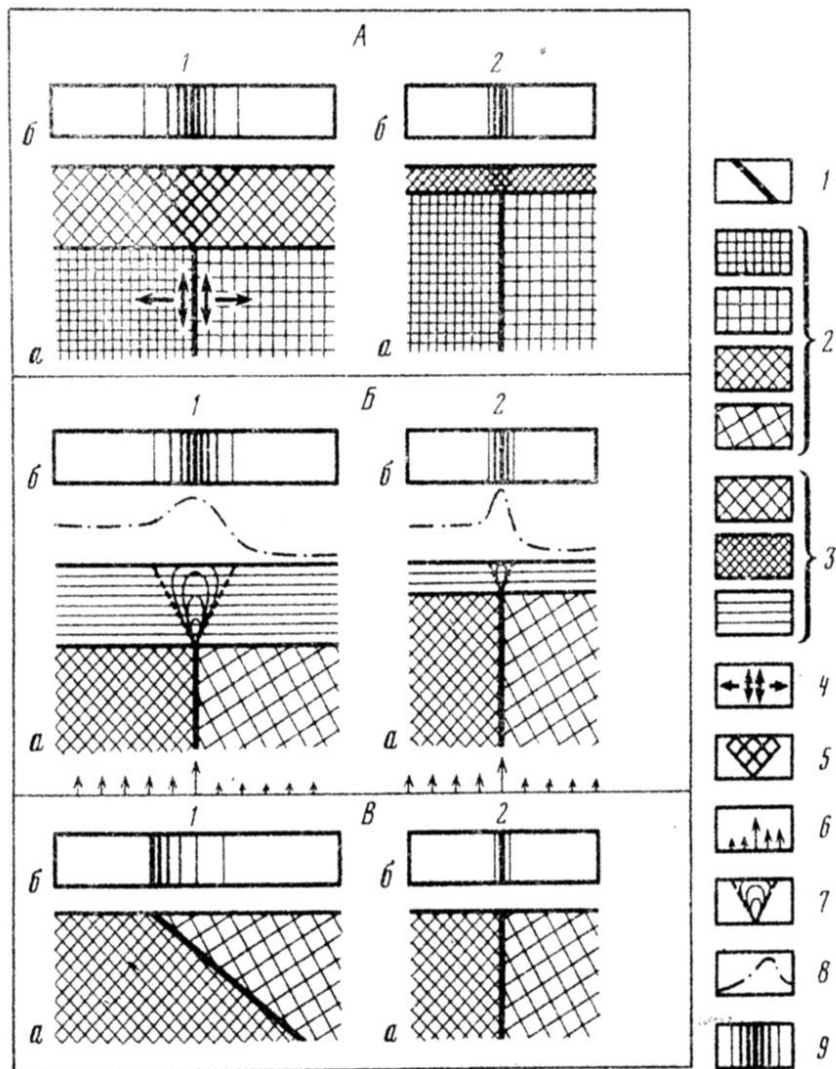


Рис. 20. Принципиальная схема положения разломов в разрезе земной коры и их отображение на земной поверхности и на космических ее изображениях в виде линеаментов (по В. И. Макарову, 1983 [24])

А, Б — криptomорфные (не достигшие земной поверхности) разломы, прерывающиеся на больших (1) и меньших (2) глубинах в разрезе земной коры (а) и в плане на космических снимках (б); В — открытые (достигшие земной поверхности) разломы с наклонным (1) и вертикальным (2) положением плоскости смещения в разрезе (а) и в плане на космическом изображении (б). 1 — разломы; 2 — блоки земной коры, разделяемые разломами; 3 — слои земной коры, не затронутые непосредственно разломами; 4 — возможные варианты механических смещений по разломам; 5 — конус рассеивания механических деформаций; 6 — неравномерный восходящий поток глубинных флюидов, газов и тепла; 7 — конус рассеивания потоков флюидов, газов и тепла; 8 — условная кривая величины энергетического потока над зоной разлома; 9 — условная интенсивность аномалий на дневной поверхности, связанных с разломами и определяющих яркость и морфологию проявления линеаментов и их космических отображений

Используя это положение, на основе космических изображений можно прогнозировать некоторые кинематические и морфологические особенности деформаций. Комплекс вторичных форм, которые возникают над погребенными активными разломами растяжения (плотный рой разнонаправленных линеаров), должен отличаться от такового над разломами сжатия (зоны смятия, чешуйчатые линеары). В этом отношении первостепенным является анализ геометрических образов наземных объектов и их космических изображений.

Более сложной является *геотермо-геохимическая модель глубинного строения*. Образование линеаментов обеспечено непрерывным процессом физико-химического преобразования вещества. Данный процесс на разных глубинных уровнях литосферы проявляется по-разному. Он сопровождается выделением и вертикальной миграцией газово-жидких выделений, продуктов этих преобразований и тепла. Восходящий поток флюидов и тепла может быть как сосредоточенным, так и иметь региональный диффузный характер и являться практически сплошным. Плотность и состав восходящего потока изменяются во времени и пространстве.

Первичные неоднородности глубинного потока флюидов и тепла отражают структуру и особенности процессов в той среде, в которой они зарождаются. Вторичные неоднородности определены особенностями состава, структуры и проницаемости слоев, через которые этот поток проходит.

На поверхности Земли флюидово-газовые и тепловые потоки отображаются в виде особенностей микрорельефа, почвенных и растительных комплексов и могут быть запечатлены на дистанционных изображениях с образованием над очагами флюидов форм линейной, кольцевой и вихревой геометрии. Вертикальный поток вещества может рассеиваться и создавать на поверхности диссипативные криптоморфные образования, слабо проявленные в рельефе. Они могут локализоваться в виде несогласного плана, осложняя рисунок морфоструктурного строения.

Таким образом, в сложном геохимическом и тепловом спектре земной поверхности и соответствующих ему особенностей изменения в строении земной поверхности, а также характере поля отраженного и собственного электромагнитного излучения заключена весьма разнородная информация. В ней выделяется и та, которую глубинные флюиды и тепло несут как о своих материнских средах, так и о слоях, сквозь которые они проходят на пути к поверхности.

Все эти *внутренние* изменения фиксируются геофизическими методами диагностики глубинного строения, а *внешние* их проявления — дистанционными. Методами контактной геологии они не фиксируются. Изучение глубины возбуждающего неоднородность слоя, его физических параметров и формы локализации на поверхности в виде мега- или микроструктур криптоморфного ряда может быть достигнуто с помощью корреляционного анализа линеаментных моделей, их оптического поля с другими геофизическими полями и геохимическими данными.

В заключение необходимо сделать некоторые общие замечания, которые открывают перспективу в использовании МДС в поисковом деле.

Важно подчеркнуть, что с помощью дистанционной информации легко установить криптоморфные разрывные дислокации, не достигшие дневной поверхности или достигшие в сильно ослабленном виде. Тем самым создаются предпосылки поиска надблоковых локальных поднятий и ловушек тектонического экранирования.

Картирование клавишных тектонических дислокаций в пределах авлакогенов, платформенных и предгорных прогибов пред-

ставляет большой интерес, поскольку они являются зонами промышленных залежей нефти.

Возможен прогноз локальных поднятий в комплексе подсольевых отложений в койлогенах, размещение которых контролируется блок-сегментами в виде крупных кольцевых структурных форм. Наибольший поисковый интерес представляют их центральные области и примыкающие к ней локальные поднятия.

В целом накопленный опыт и его практический анализ могут представлять поисковый интерес только в комплексе с материалами геологии и геофизики. Но данные МДС интересны сами по себе как материалы, обладающие прогнозным потенциалом. Все это позволяет сформулировать следующие основные направления использования МДС для повышения результативности прогнозно-поисковых исследований:

1. Усиление исследований по выделению наиболее информативных геоиндикационных показателей, отражающих внутреннее строение чехла всех перспективных нефтегазовых площадей и территорий, необходимо осуществлять в связи как со структурным планом чехла, так и фундаментом платформ. Флюиды и тепло от активных структурных форм и ансамблей пород фундамента передают информацию об активных структурных образованиях на поверхность и проявляются в ландшафте в виде геоморфологических, почвенных и растительных индикаторов, отображающихся на дистанционных изображениях в виде тонометрической информации.

2. Методика изучения прогнозных возможностей МДС строится на основе качественных характеристик специального дешифрирования и количественных — корреляционного анализа численных характеристик степени яркости с таковыми аномальных геофизических полей: теплового, магнитного и гравитационного.

3. Усовершенствование методики особенно в перспективных нефтегазоносных провинциях, районах и локальных площадях видится в разумном комплексе аналогового и цифрового дешифрирования специально подготовленными для этого операторами, владеющими основами как географических, так и геолого-геофизических знаний, а также и современными информационными технологиями обработки больших объемов информации.

2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ И ПОДХОДОВ СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

2.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

2.1.1. Вещественный состав и строение земного шара

Месторождения полезных ископаемых (МПИ) образуются путем накопления минерального вещества в различных участках земной коры. Примеры таких накоплений редки, поскольку химические элементы горных пород в земной коре находятся в состоянии значительного рассеяния. О степени рассеяния можно судить по химическому составу горных пород, доступных непосредственному наблюдению. Если остановиться на рассмотрении *среднего состава* изверженных пород, составляющих 95% земной коры, то в этом среднем составе можно увидеть следующее количество химических элементов (рис. 21).

Элементы	Весовой % содержа- ния	Элементы	Весовой % содержа- ния	Элементы	Весовой % содержа- ния
Кислород	46,59	Сера	0,052	Уран	0,008
Кремний	27,72	Барий	0,050	Вольфрам	0,005
Алюминий	8,13	Хлор	0,048	Литий	0,004
Железо	5,01	Хром	0,037	Цинк	0,004
Кальций	3,63	Углерод	0,032	Колумбий и тантал	0,003
Натрий	2,85	Фтор	0,030	Гафний	0,003
Калий	2,60	Цирконий	0,026	Торий	0,002
Магний	2,09	Никель	0,020	Свинец	0,002
Титан	0,63	Стронций	0,019	Кобальт	0,001
Фосфор	0,13	Ванадий	0,017	Бор	0,001
Водород	0,13	Церий и иттрий	0,015	Бериллий	0,001
Марганец	0,10	Медь	0,010		
				Всего	100,00

Рис. 21. Схема количественного распределения вещественного состава земной коры (по А. Г. Бетехтину и др., 1938 [5])

Что касается распространения остальных более редких элементов, то на их долю приходится не более 0,4%.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что общеизвестные промышленные металлы (Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Au, Sn) присутствуют в земной коре в значительно меньших количествах, чем так называемые редкие минералы (Zr, V, Ce, U, Li). В то же время известно много крупных месторождений перечисленных промышленных металлов и мало месторождений редких металлов. Таким образом, можно сделать вывод, что условия концентрации тех и других в земной коре различны в силу неодинаковых миграционных свойств.

Изучая полезные ископаемые, необходимо не только уточнить представления о распределении химических элементов в земной коре, но и определить главные условия их миграции и выяснить те пути, которые ведут к накоплению их в отдельных участках земной коры.

В силу того, что источником абсолютного большинства металлических и неметаллических полезных ископаемых являются магматические горные породы, слагающие глубинные зоны земной коры, необходимо ознакомиться со строением глубинных зон, составом и взаимоотношениями слагающих глубинную сферу масс.

Тело Земли при остывании жидких расплавов под влиянием поля силы тяжести разделяется на три почти не смешивающиеся части: а) железный расплав (удельный вес — 8 г/см^3), который мы называем ядром планеты; б) сульфидный расплав (удельный вес — $6,5 \text{ г/см}^3$); в) — силикатный расплав (удельный вес — $3,5 \text{ г/см}^3$). В виде жесткой корки над этими зонами расплавов выступает земная кора (удельный вес — $2,7 \text{ г/см}^3$). Данные расплавы под влиянием силы тяжести приняли концентрическое расположение в виде сфер (см. рис. 22).

В центре сосредоточился *железный расплав с сидерофильными* элементами, имеющими наибольшее родство с железом. Сидерофильную группу слагают Ni, Co, незначительное количество S, P, C, Pt и ее спутников — Os, Ir, Rh.

Сульфидно-окисный расплав, состоящий из моносulfида железа — *троилита* (FeS) — и частично из (Fe, Ni)S и CuFeS₂, а также окисей металлов, является сосредоточием *халькофильных элементов*, или обладающих сродством с серой. К этой группе

относятся все цветные металлы (Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Bi, As), драгоценные металлы (Au, Ag), анионы S^{2-} , Se^{2-} , Te^{2-} . Все эти элементы входят в троилитовые скопления в метеоритах.

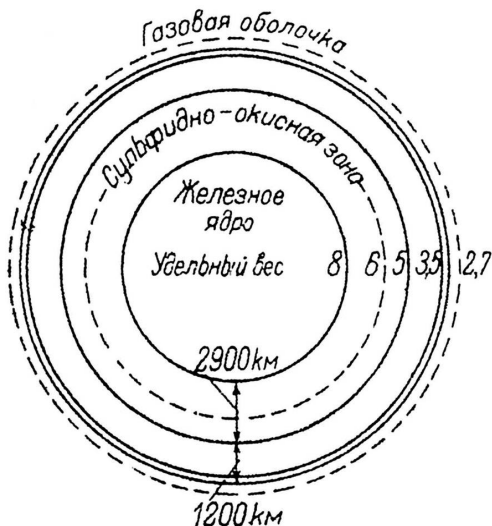


Рис. 22. Оболочечное строение Земли (по А. Г. Бетехтину и др., 1938 [5])

1 — ядро — сидерофильная группа элементов, удельный вес — 8 г/см³; 2, 3 — мантия — халькофильная группа элементов, сульфидно-окисная зона (2 — удельный вес — 6 г/см³; 3 — удельный вес — 5 г/см³); 4 — коромантийная смесь — литофильная группа элементов, силикатная зона, удельный вес — 3,5 г/см³; 5 — земная кора, удельный вес — 2,7 г/см³

Силикатный расплав состоит преимущественно из кремнекислотных соединений *литофильных* элементов (O, Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ti, Zr, V, Mo, W, Sn, Th, U, Be, B, F, Cl, Br, J), а также элементов редких земель. В нижней части этой зоны предполагается мощный слой эклогитовой оболочки, состоящей из граната и пироксена, являющейся промежуточным горизонтом между сульфидно-окисной зоной и земной корой. Такое разделение структуры Земли подтверждается скоростями прохождения сейсмических волн.

2.1.2. Классификация месторождений полезных ископаемых

По генезису. Месторождением полезного ископаемого называется такое геологическое тело или в целом структурная форма, в которых под влиянием тех или иных природных процессов произошло скопление минерального вещества, в количественном и качественном отношении пригодного для использования в народном хозяйстве.

Промышленное значение месторождения определяется не только качеством и содержанием полезного ископаемого, но и целым рядом факторов:

- запасами;
- географическим положением (в той или иной природной зоне, климатическом поясе, на шельфе и др.);
- геоморфологическим положением (на вершине хребта, на склоне, в депрессии и т. д.);
- геодинамическими условиями разработки (расположением в сейсмических или вулканических районах);
- состоянием эксплуатационных свойств (расположением на поверхности или в недрах Земли);
- формулой обогащения (степенью извлекаемости нужных веществ из породы).

Все МПИ подразделяются на три основные группы:

- металлические;
- неметаллические;
- каустобиолиты.

Металлические полезные ископаемые образуют большую группу под названием *рудные месторождения*, или *руды*. Руда — это минеральный агрегат, в котором содержатся металлы в количествах, выгодных для разработки.

Неметаллические полезные ископаемые представлены двумя большими группами:

- минеральное нерудное сырье, включающее обширный ряд алюмосиликатов, силикатов, карбонатов, фосфатов и др., по условиям образования близких к рудным месторождениям;

- строительные материалы; к ним относят ряд горных пород, которые могут быть использованы в качестве каменных материалов как в естественном (диабазы, известняки, кровельные сланцы), так и в переработанном виде (огнеупорные материалы, цементы, асбест, брусчатка).

Каустобиолиты включают все разнообразие ископаемых углей, горючих сланцев, нефти и газа.

По аналогии с геоморфлогическими и геологическими процессами процессы образования месторождений полезных ископаемых могут быть *эндогенными*, порожденными внутренней температурой и давлением, и *экзогенными*, обусловленными проявлением внешних сил. Последние связаны с солнечной энергией. Основные различия между теми и другими заключаются в следующем.

Эндогенные месторождения могут образовываться на разных глубинах при различных, но преимущественно высоких значениях давления и температуры. Они всегда находятся в самых тесных взаимосвязях с фазами эруптивного процесса, когда все вещество полезного ископаемого выносится тем или иным способом из магматического очага.

Экзогенные месторождения образуются на поверхности и в верхней части земной коры за счет действия подземных вод и рельефообразующих процессов в условиях взаимодействий с атмосферой, гидросферой и биосферой, вне всякой зависимости от эруптивного процесса.

При проявлении различных тектонических процессов за счет восходящего литодинамического потока, в длительные эпохи денудационного выравнивания рельефа, при иных физико-химических условиях существования могут резко меняться свойства как самих полезных ископаемых, так и вмещающих пород. Так, эндогенные месторождения, попадая в наружную зону земной коры, подвергаются воздействию внешних агентов и под влиянием механического и химического выветривания, частичного или полного растворения вовлекаются в нисходящую фазу литодинамического потока, приобретая новый состав и новую форму вторичных месторождений. Одним из таких вторичных типов является россыпной процесс,

когда полезная компонента рудного или нерудного вещества высвобождается из вмещающей породы и превращается в россыпь.

Но существует еще один тип месторождений, который связан с метаморфогенным процессом и образует целый класс *метаморфогенных* месторождений. В результате окончания нисходящего литодинамического движения рыхлого вещества последнее попадает в конечные коллекторы, в которых движение вниз по склону прекращается. Осадок приобретает слоистую структуру. Начинается заключительная фаза нисходящей ветви литодинамического потока. Рыхлый осадок уплотняется под действием силы тяжести, теряет воду, литифицируется и консервируется. По мере погружения слоев под действием тектонических движений они попадают во все более глубокие горизонты земной коры. Там на литификат начинает действовать высокая температура и все усиливающееся давление. Первично осадочное вещество приобретает иную структуру — кристаллическую. В этих случаях говорят, что первично осадочная порода претерпела, в зависимости от температуры и давления, зеленокаменную, амфиболитовую или гранулитовую стадию метаморфизма. Возникают новые минеральные ассоциации и образуются месторождения *метаморфогенного* ряда. Процесс литодинамического потока на этой фазе завершается.

Указанные три генетические группы охватывают все имеющиеся месторождения в земной коре, следовательно, и процессы накопления и образования месторождений нами коротко рассмотрены.

На картах полезных ископаемых три главные вышеназванные группы месторождений подразделяются на десять генетических групп. Шесть из них связаны с магматическими процессами (собственно магматическая, пегматитовая, карбонатитовая, контактово-метасоматическая, гидротермальная, телетермальная). Одна группа связана с собственно метаморфическим процессом, или динамометаморфизмом (метаморфогенная). Наконец, еще три генетические группы связаны с экзодинамикой геоморфологических процессов (осадочная, россыпная и инфильтрационная).

По эксплуатационным свойствам. В качестве базовой основы всех карт полезных ископаемых Министерство природных ресур-

сов Российской Федерации использует классификацию МПИ по эксплуатационным свойствам. Все месторождения подразделяются, как было отмечено ранее, на три большие группы: металлические, неметаллические и каустобиолиты.

Металлические подразделяются на четыре подгруппы:

- черные металлы (железо, марганец);
- хром;
- титан;
- ванадий.

Неметаллические образуют шесть подгрупп месторождений:

- горнохимическое сырье (апатит, фосфорит, сера, алунит и др.);
- горнотехническое сырье (флюорит, барит, асбест, слюды, графит, магнезит, известняк, доломит, гипс, перлит, нефелин);
- керамическое сырье (кварц, кварцит, каолиновые, монтмориллонитовые, гидрослюдистые глины, высокоглиноземистые материалы, кианит, силлиманит);
- соли (поваренная, калийная, магниевая, сульфат натрия и др.);
- строительные материалы (валунники, галечники, гравий, песок, супесь, шамот);
- драгоценные и поделочные камни (алмаз, амазонит, амethyst, беломорит, бирюза, демантоид, лазурит, малахит, нефрит, родонит, сердолик, хризолит, хризопраз, хромдиопсид, чароит, яшма, янтарь).

По форме рудных тел все месторождения подразделяются следующим образом:

- простые жилы;
- рудные зоны — системы сближенных жил;
- пластовые тела, пласты;
- залежи стратифицированные;
- минерализованные зоны расщепления;
- минерализованные зоны дробления;
- гнездовидные (линзы, четки, чечевицы);

- штокверки (рудные тела неправильной формы, представляющие собой горную породу, пронизанную густой сетью прожилков по микротрещинам, насыщенных вкраплением рудных минералов);
- штоки (магматические породы неправильной формы, внедрившиеся по трещиноватости вмещающих горных пород).

2.2. МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДОНОСНОСТИ ПЛОЩАДЕЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА ПРИМЕРЕ ОРЛОВСКО-СПОКОЙНИНСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

2.2.1. Вводные замечания

В практике геолого-разведочных работ для оценки перспективности рудоносных площадей используется структурно-геоморфологический анализ, основанный на пространственно-временной связи рельефа с геолого-структурными особенностями территории. В процессе развития геоморфологической структуры происходит формирование современного облика рельефа и вывод месторождений в денудационный срез. Поэтому для получения прогнозной оценки рудоносных площадей обычно необходимо реализовать следующие задачи:

- 1) выявление структурно-геоморфологического плана исследуемого района;
- 2) определение величины денудационного среза как критерия оценки перспективности оруденения исследуемой территории.

Но в геолого-разведочной практике изучения рудных площадей районов тектоно-магматической активизации встречаются варианты, когда в пределах рудного поля нужно выявить погребенные продуктивные магматические тела, скрытые в толще вмещающих пород, физические параметры которых такие же, или почти такие же, как и у этих толщ. В этом случае геолого-геофизические методы сами по себе малоэффективны, а вторая задача, обозначенная

выше, теряет свою актуальность. На первый план выступает другая задача — определение геолого-геоморфологических следов — индикаторов погребенных тел. Ими могут быть системы открытых (водоносных) и закрытых (минерализованных) трещин и разрывных нарушений, сложно фиксируемых поднятий поверхности рельефа. Они могут возникать в результате подвижек дискретных тел внутри вмещающих пород под воздействием стресс-напряжений, вызванных землетрясениями или даже малоконтрастными новейшими дислокациями. Все сопутствующие им формы при генерализации должны укладываться в образы, фиксируемые картометрическими и дистанционными методами исследования. Такие индикаторы отображают как криптоморфные геоморфологические структуры, так и морфоструктуры разной степени выраженности. Но все они представлены ансамблями малых форм рельефа, выявляемых в процессе крупномасштабного геоморфологического картографирования.

Методика изучения таких образов должна отличаться от той, которая принята в морфоструктурном анализе, поскольку должна обеспечивать решение следующих задач:

- 1) получение общих представлений о закономерностях морфолитогенеза;
- 2) выявление структурно-геоморфологического плана рудной площади;
- 3) создание точнейшей геоморфологической карты, обеспечивающей индикационное структурно-геоморфологическое дешифрирование;
- 4) генерализация данных этой карты в соответствии с выявленными структурно-геоморфологическими признаками рудоносных тел;
- 5) построение комплексных структурно-геоморфологических моделей рудно-магматических тел;
- 6) корреляционный анализ последних с глубинным строением на основе геофизических методов, рудно-геохимической специализации и построение на этой основе геодинамических моделей;
- 7) создание системы прогнозирования погребенных рудоносных тел.

Весь комплекс задач решается в процессе выполнения следующих операций:

- 1) получение общих представлений о закономерностях строения рельефа региона;
- 2) изучение физико-географических условий рельефообразования;
- 3) изучение экзодинамических условий дифференциации рельефа рудного поля;
- 4) изучение структурно-геоморфологических условий строения рудного поля;
- 5) построение полевой геоморфологической карты рудного поля;
- 6) геоморфологическая классификация рельефа и построение легенды;
- 7) выявление основных структурно-геоморфологических закономерностей при генерализации данных геоморфологического картографирования;
- 8) выявление геоморфологических признаков рудоконтролирующих структурных форм;
- 9) комплексный линеаментный анализ геоморфологической карты;
- 10) структурное дешифрирование аэрофотоснимков крупных масштабов;
- 11) выявление структуры линеаментного поля по данным картометрии;
- 12) составление карт блокового деления рудного поля;
- 13) составление карт плотности линеаментов;
- 14) выявление элементов прогноза оруденения по всем аспектам геоморфологического анализа;
- 15) составление и анализ необходимых морфометрических карт;
- 16) составление карты мощностей рыхлых образований;
- 17) осуществление комплексного прогноза рудоконтролирующих структурных форм по геоморфологическим данным;

18) совместный анализ прогнозных элементов по геоморфологическим данным с данными геофизических и геохимических съемок;

19) выделение прогнозных площадей и точек под разведочное бурение.

2.2.2. Общие представления о закономерностях строения рельефа Юго-Восточного Забайкалья и геолого-структурная характеристика региона

Орловско-Спокойнинский редкометалльный рудный узел расположен в краевой зоне Агинского рифей-вендского консолидированного массива. В позднем мезозое эта область подверглась интенсивной гранитизации, в результате чего возникла гигантская центрозональная тектоно-магматическая криптоморфная структурная форма центрального типа (около 200 км в диаметре). Внешняя ее часть представлена кольцевой зоной разуплотнения (до -500 мГал), которая тяготеет к краевой части Агинского срединного рифей-вендского массива. С малыми очаговыми структурами центрального типа внутри нее связаны автохтонные гранитные тела кукульбейского комплекса. В геометрическом центре наблюдается слабо разуплотненная область кольцевой формы (от -50 до -150 мГал), соответствующая гранитоидам среднего состава шахтаминского комплекса с гипотермальным рядом промышленных редкометалльно-вольфрамовых месторождений. Кольцевое распределение интрузивных гранитных массивов внешней кольцевой зоны осложняется и радиальным рисунком разрывных нарушений. Орловско-Спокойнинский рудный узел расположен в северной части внешней кольцевой зоны. Геодинамическая и металлогеническая модели Агинской центрозональной структуры в региональном плане представлены на рис. 23–29.



Рис. 23. Космическое изображение Восточного Забайкалья.
Агинская центрозональная криптоморфная структурная форма
(левый нижний угол)

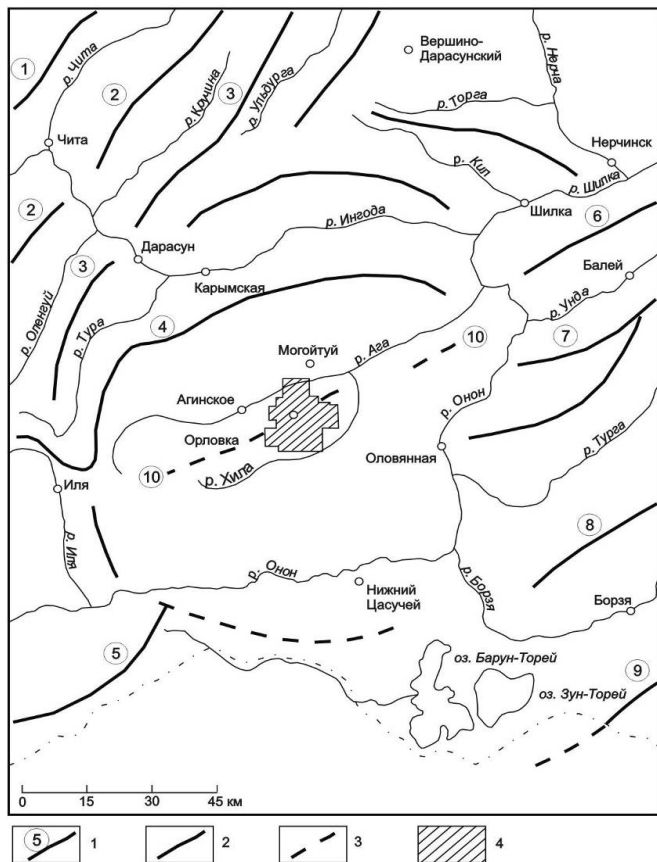


Рис. 24. Обзорная орографическая схема Юго-Восточного Забайкалья
 1 — горные хребты (1 — Яблоновый; 2 — Черского; 3 — Даурский; 4 — Могойтуйский; 5 — Эрмана; 6 — Борщовочный; 7 — Ононский; 8 — Кукульбейский; 9 — Нерчинский; 10 — Хангилай-Шилинская зона локальных поднятий); 2 — горные хребты без названий и не отображенные на орографических картах; 3 — линии сопочного рельефа на продолжении известных горных хребтов; 4 — площадь съемки на руднике Орловский; сплошными замкнутыми тонкими контурами изометричной формы обозначены Торейские озера: Зун-Торей и Барун-Торей; штрихпунктирной линией отмечена государственная граница Российской Федерации

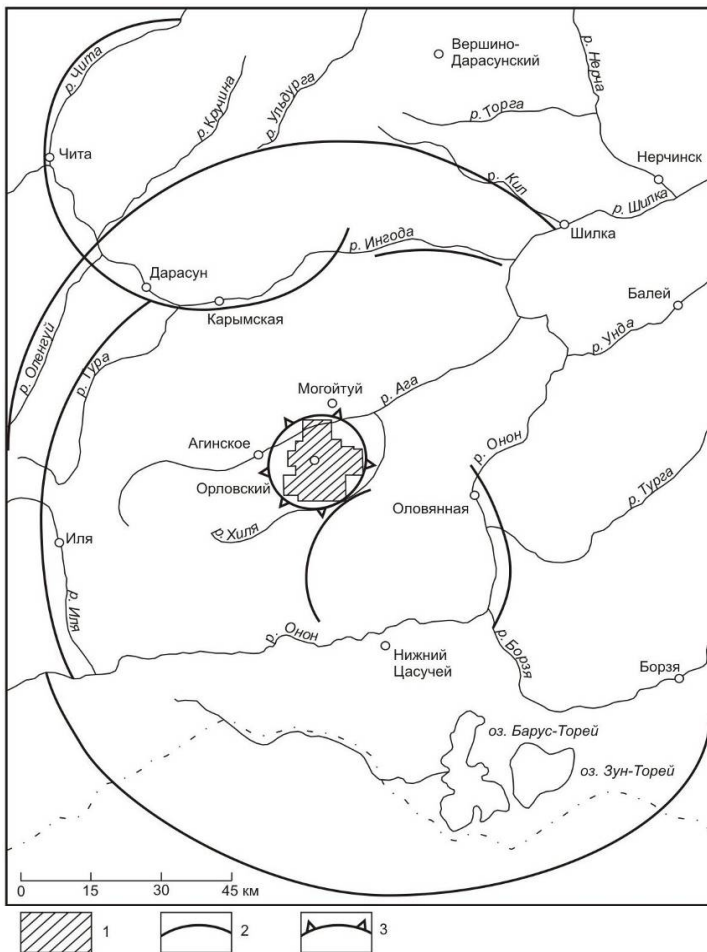


Рис. 25. Схема Агинской тектоно-магматической центрзональной структурной формы (по данным геометрической картометрии)

1 — площадь закартированной полевой геоморфологической съемки масштаба 1:10 000 части Орловско-Спокойнинского редкометалльного рудного поля; 2 — геометрический контур Агинской структурной формы; 3 — геометрический контур глубинной Хангилай-Шилинской тектоно-магматической структурной формы

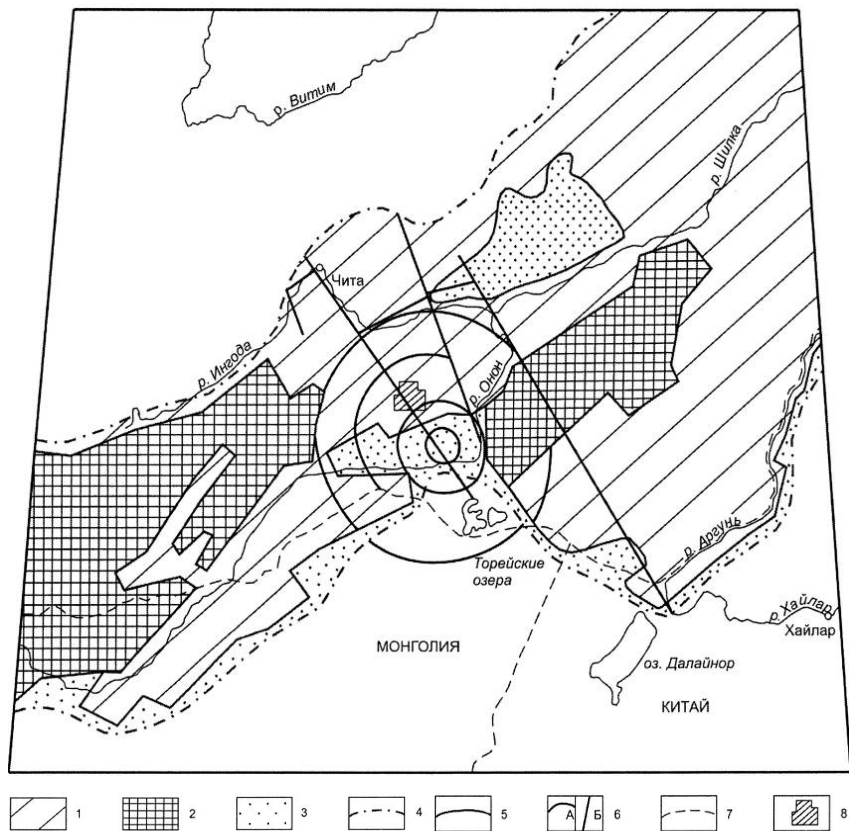


Рис. 26. Схема структурно-геоморфологического районирования юго-восточного Забайкалья (с использованием материалов Б. В. Томилова, 1980 [19])

Геоморфологические районы: 1 — линейные овальные и округлые неконтрастные своды и рифтоподобные мезозойские впадины забайкальского типа; 2 — Даурское и Борщовочное сводовые поднятия гобийского типа; 3 — структурно-аккумулятивные равнины с островными пологосопочными массивами. *Прочие обозначения:* 4 — границы структурно-геоморфологических областей; 5 — границы структурно-геоморфологических районов; 6 — линеаменты (А — кольцевые, Б — прямолинейно ориентированные); 7 — государственные границы; 8 — площадь района исследований

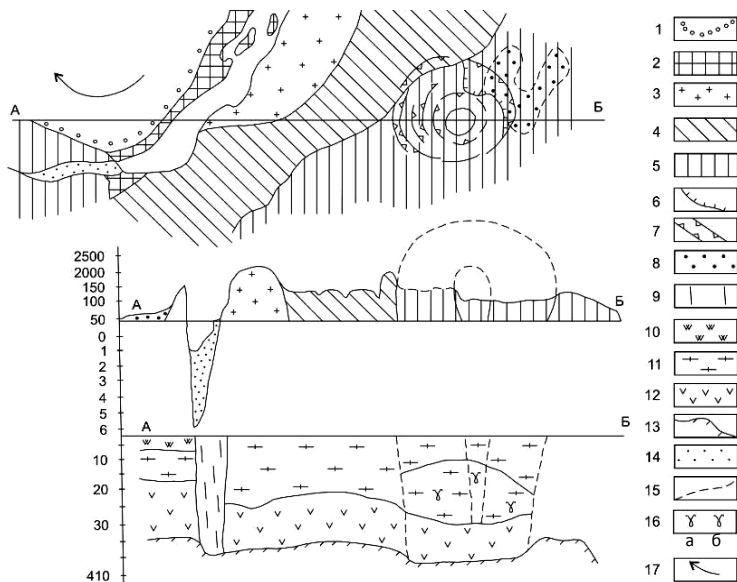


Рис. 27. Разрез тектонического рельефа и строения земной коры Прибайкалья, Забайкалья и Агинской центровзональной тектоно-магматической структурной формы

1–3 — основные тектонические элементы (1 — граница Предбайкальской зоны смятия; 2 — выходы докембрийского фундамента Сибирской платформы; 3 — докембрийский фундамент, инъецированный гранитоидами баргузинского комплекса венд-раннепалеозойского возраста); 4 — зона позднемезозойского рифтогенеза; 5 — зона дейтероорогенеза; 6 — шарьяжно-надвиговые структуры; 7 — структурно-геоморфологические элементы центровзональной инфраструктуры; 8 — области распространения межгорных впадин забайкальского типа; 9 — разломная область впадин байкальского типа; 10 — базальтоидные формации Сибирской платформы; 11 — гранитно-метаморфический «слой»; 12 — базальтовый «слой»; 13 — поверхность мантии; 14 — молассоидные формации впадин байкальского типа; 15 — предполагаемая граница магматического очага Агинской центровзональной структуры на поверхности в плане; 16 — область инъеционного позднемезозойского гранитоидного магматизма (а — лейкогранитного, б — гранит-гранодиоритового); 17 — направление поворота южного выступа Сибирской платформы при раскрытии впадин Байкальского типа по геодезическим данным. Верхний рисунок: тектоническая схема региона. Средний рисунок: морфотектонический профиль. Нижний рисунок: строение земной коры

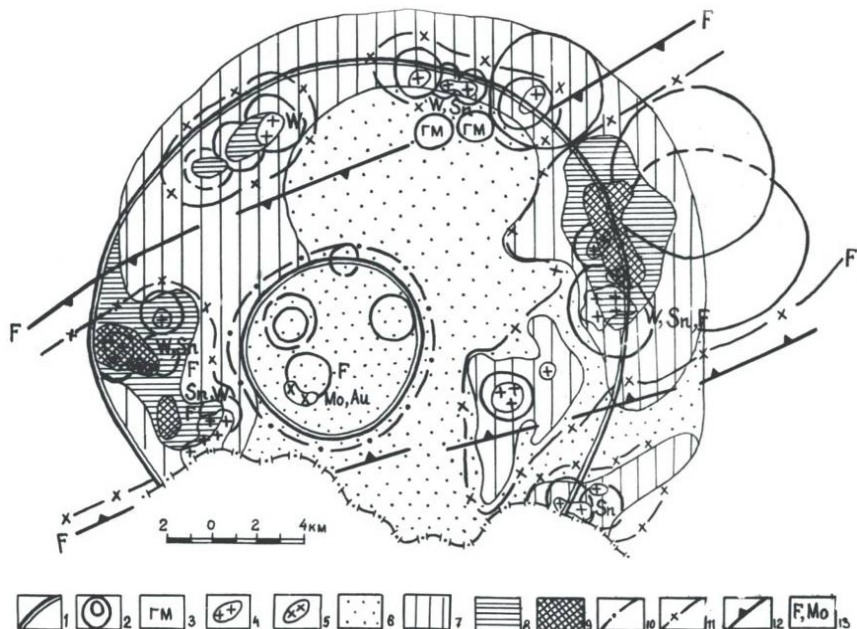


Рис. 28. Геометрически стилизованная схема внутреннего строения Агинской инфраструктуры

1–3 — структурные элементы симметрии центрального типа (1 — контур ограничений очаговой тектоно-магматической структуры и зонального распределения магматизма; 2 — малые центрозональные инфраструктуры, предположительно контролирующие очаги локальных магматических структур; 3 — контуры предполагаемых магматических тел по гравимагнитным и дистанционным данным); 4, 5 — гранитоидные комплексы (4 — кукульбейский (лейкогранитный); 5 — шахтаминский (гранодиоритовый)); 6–9 — значения напряженности гравитационного поля (6 — относительно положительные (при смещении точки нуля на +70 мГал); 7 — слабоотрицательные; 8 — отрицательные; 9 — глубокие минимумы (более –300–500 мГал)); 10–13 — элементы металлогенической зональности (10 — флюоритовая минерализация; 11 — олово-вольфрам-флюоритовая; 12 — флюоритовая и золото-молибден-флюоритовая; 13 — линии ограничения флюоритовой структурно-металлогенической зоны минерализации, совпадающей с зоной тектоно-магматической активизации

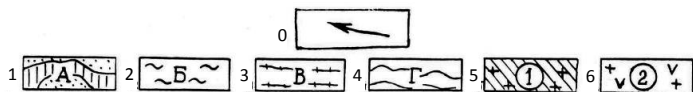
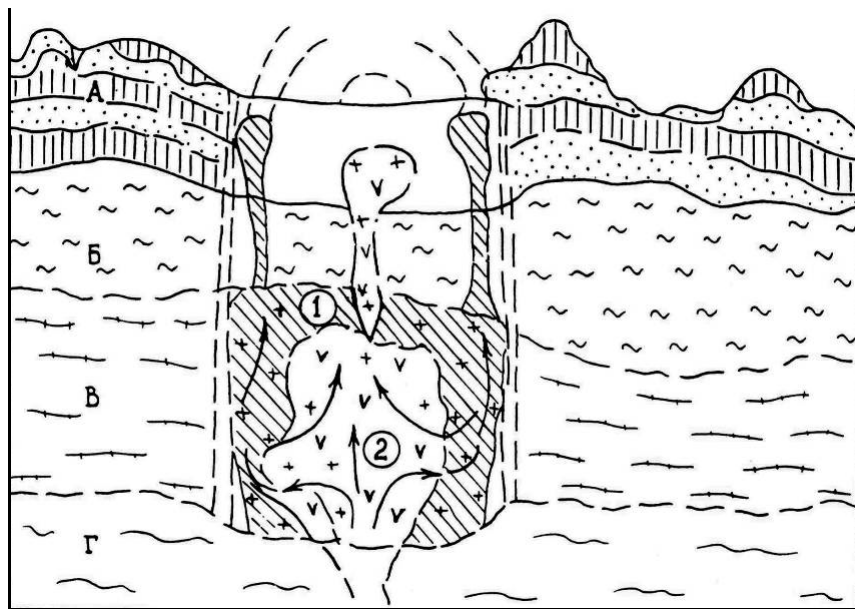


Рис. 29. Геодинамическая модель Агинской центрзональной криptomорфной геоморфологической структурной формы

0 — векторы турбулентности магматического расплава; 1–4 — разрез земной коры (1 — осадочные формации в зоне тектоно-магматической активизации; 2 — гранитно-метаморфический «слой»; 3 — базальтовый «слой», 4 — верхняя мантия); 5 — лейкогранитный магматический дифференциат; 6 — гранодиоритовый магматический дифференциат. Буквами дополнительно обозначена «слоистая» структура литосферы. Пунктирными вертикальными двойными линиями выделены зоны контакта магматического очага с породами вмещающей рамы — тоновые характеристики изображения Агинской СЦТ. Белый тон в центре очага — метаморфически измененные породы Агинской докембрийской плиты

2.2.3. Физико-географические условия рельефообразования Юго-Восточного Забайкалья

В пределах изучаемого района общих крупномасштабных физико-географических и специальных геоморфологических работ не проводилось. Лишь в некоторых фондовых материалах и ранних литературных источниках содержатся общие сведения о рельефе Ага-Хилинского междуречья. В большинстве случаев они носят случайный характер. Представленные в геологических отчетах геоморфологические карты схематичны, не имеют целенаправленного назначения и в настоящее время не соответствуют современному уровню развития науки и поисковой практики. Поэтому приводимые далее характеристики рельефа основаны на авторских исследованиях рельефа, физико-географических условий его образования и геоморфологическом картографировании масштаба 1:10 000 (на площади 374 км²), проводимом на основе морфодинамического принципа с использованием аэро съемки масштабов от 1:5 000 до 1:47 000, картометрии, структурно-геоморфологического анализа по различным типам аналитических карт и схем, построенных по разным методам морфометрических построений.

Длительность и многочисленность эпох орогенеза в Восточном Забайкалье привели к тому, что около 80–90% территории занято выходами коренных пород гранитного состава. Семиаридный континентальный климат данного региона возник здесь на ранних этапах развития природной среды в позднем кайнозое и был устойчив длительное время, поскольку Забайкалье удалено от океанических пространств. Эти обстоятельства способствовали образованию специфичных геоморфологических структурных и осложняющих их малых форм экзогенного рельефа, в той или иной мере отражающих формационную структуру субстрата. Наличие линейных хребтов и разделяющих их котловин усиливает континентальность климата и способствует развитию здесь криогенного морфогенеза в условиях Сибирского антициклона,

установившегося в неоплейстоцене. Специфическими климатическими особенностями Восточного Забайкалья следует считать сухость, низкие температуры зимнего периода, повышенную солнечную радиацию, сопровождающиеся интенсивной дефляцией. Эти факторы обусловили высокую интенсивность морозного и температурного выветривания.

Ограниченную роль в рельефообразовании и выносе рыхлого материала играют постоянно действующие эрозионные процессы. Решающая роль в разрыхлении и транспортировке обломочного материала принадлежит криогенным, пролювиальным процессам, плоскостному смыву, эоловому переносу физической коры выветривания. Колебание годовых температур здесь охватывает слой в 10–17 м, а глубина сезонного промерзания и оттаивания колеблется от 2 до 8 м. Глубина проникновения суточных колебаний температур здесь тоже весьма значительна и составляет 179–181 см. Но наибольшее разрушение пород происходит в слое до 0,5 м. Преобладающими процессами физического выветривания являются фрактолизация, сапролитизация, псаммитизация и алевритизация. Интенсивность ливневой эрозии в короткое лето, криогенная планация обуславливают или обуславливали в недалеком прошлом широкое развитие здесь таких специфичных форм рельефа, как водосборные воронки первично нивального происхождения, педименты, курумы, долины-мари, различные формы водораздельных гребней и скальных останцов, конусы выноса и коллювиально-пролювиальные подгорные шлейфы, формы плоскостного смыва, мерзлотных явлений, дефляции и др.

В результате действия этих геоморфологических агентов в Агинских степных ландшафтах, расположенных между Эрмановским, Даурским и Борщевочным горными хребтами, образовалась скульптурно-денудационная равнина с островным крупнопочным рельефом вдоль малоcontrastных линейных орогенов. Структурно-денудационный рельеф постепенно сменяется аккумулятивной аллювиально-делювиально-пролювиальной равниной.

2.2.4. Экзодинамика и характеристика основных комплексов рельефа

В процессе крупномасштабного геоморфологического картографирования установлено, что в вертикальном гипсографическом ряду Ага-Хилинского междуречья было выделено три морфодинамических пояса: вершинный, донный и склоновый.

В **вершинном морфодинамическом поясе** были отмечены следующие формы рельефа: гребневидные и валообразные водоразделы, куполовидные и конусовидные вершины, скальные денудационные останцы, седловины нескольких морфологических разновидностей, включая седловинные педименты. Отдельно картировались субгоризонтальные выровненные поверхности и курумы на них, участки линейного, бугристого и структурного микро-рельефа в их пределах.

Гребневидные водоразделы на территории рудного поля Ага-Хилинского междуречья отмечаются редко. Они характерны для центральных его частей, где на поверхность выходят массивы гранитов Тымон-Худульского островного остаточного крутосклонного поднятия (Белая гора), и для междуречий юго-западной части характеризуемой площади (массив Хухэ-Чалотуй). Этот тип водоразделов лишен покрова рыхлых отложений, ширина их поверхностей не превышает 30–35 м. В плане они имеют прямолинейную форму с чередой скалистых гребней. В образовании этих форм ведущая роль принадлежит морозному и температурному выветриванию, приводящему к возникновению скальных останцов и разрушению их до матрацевидных останцовых форм и развалов глыб фразколитовой коры выветривания.

Валообразные водоразделы распространены повсеместно и имеют сглаженные очертания. Рыхлые отложения физической коры выветривания отсутствуют или имеют незначительную мощность (не более 1–2 м).

Куполовидные вершины наблюдаются в различных частях рассматриваемой территории, но больше всего их в районе выхода гранитных массивов и в юго-западной части района. Именно к таким формам рельефа, возвышающимся над вершинной поверхностью

стью Хангилай-Шилинской сводовой геоморфологической структурной формы, приурочены разрабатываемые Орловское и Спокойнинское месторождения. Склоны этих вершин имеют наибольшие уклоны с падением 10–20°.

Редко отмечаются и конусовидные *островерхие вершины*, размещающиеся в осевых частях сводового поднятий Барун-Килькинда, Булактуй и Барун-Убжигой. Отдельные конусовидные вершины приурочены к субмеридиональной Наринской зоне основных интрузий палеозоя, протянувшихся вдоль глубинного разлома северо-западного простирания, сохраняющего свою активность (см. рис. 30).

Скальные денудационные останцы располагаются на водораздельных педиментах и редко на очень крутых гравитационных склонах (правый борт Тымон-Худульского блокового поднятия). Останцы локализуются за счет селективной денудации. Их высота составляет 3–5 м, но иногда на водоразделах они достигают 10–15 м. Наибольшее их количество наблюдается в осевых частях редких локальных сводовых поднятий. В целом же для района останцы не характерны.

Седловины и седловинные педименты характерны для всей площади. Тыловые швы этих субгоризонтальных поверхностей четкие, прилегающие к ним склоны близлежащих вершин крутые; бровки же, обращенные к склонам долин, сглажены. Большинство седловин на водоразделах располагаются на продолжении тальвегов пролювиальных логов, что подтверждает их связь с зонами тектонической трещиноватости. Общая площадь седловинных педиментов в юго-восточных частях рудного поля, прилегающих к долине р. Хилы, достигает 2–2,5 км².

В пределах рассматриваемой территории отмечаются фрагменты древних *вершинных выровненных поверхностей* (педиленов), которые линейно вытянуты вдоль северо-западных водоразделов и достигают 1–1,5 км в ширину и до 2–3 км в длину. Коры глубокого химического выветривания на них не найдены. В ходе маршрутных исследований выяснилось, что большинство данных фрагментов приурочено к поверхностям сундучных складок.

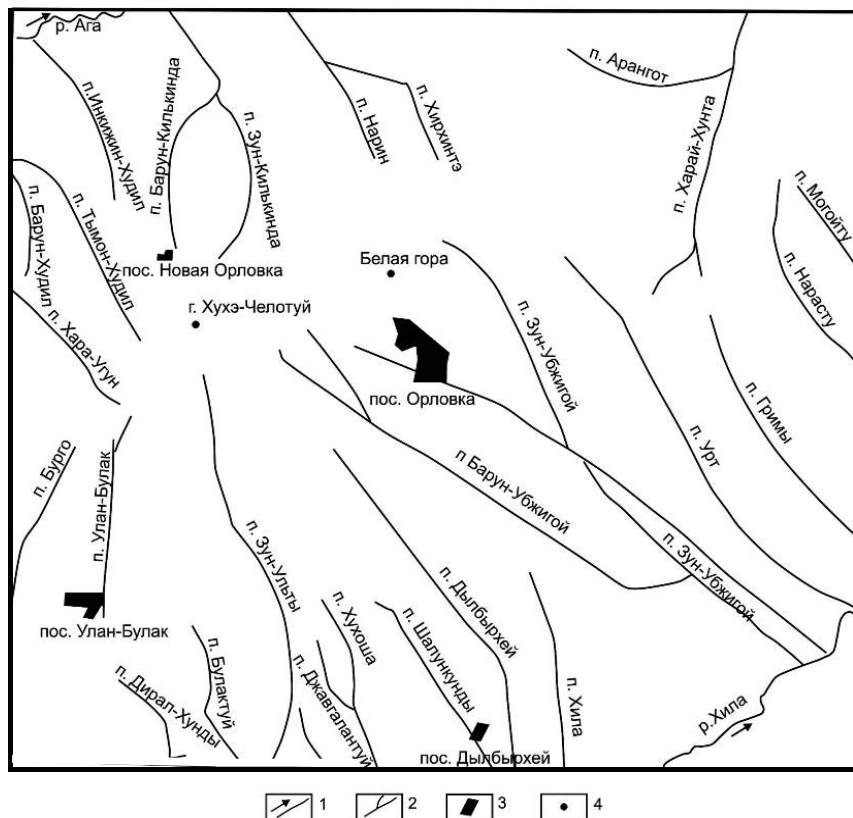


Рис. 30. Топогидрографическая схема Орловско-Спокойнинского рудного поля

1 — реки и направления их течения; 2 — пролювиальные долины; 3 — населенные пункты; 4 — места расположения основных горных вершин

Курумы развиты локально и располагаются исключительно на водораздельных поверхностях выравнивания. Небольшие их «пяточки» наблюдаются в районе выхода на поверхность интрузивных массивов: Орловского, Спокойнинского, Барун-Убжигойского, Наринского, Барун-Килькиндинского, Ундурского и у горы Орциг. Стоит отметить, что курумы района исследований мелкообломоч-

ные, часто заросшие кустарниками и полузадернованные. Это обстоятельство свидетельствует о затухании процессов криогенного выветривания и курумообразования в настоящее время.

Участки *аккумулятивного бугристого и линейного структурного микрорельефа* развиты на остепненных водоразделах юго-восточного крыла сводового поднятия отрогов Боршевочного хребта и связаны с зонами окварцевания, приуроченными к осевым частям складчатых структур. Покров рыхлых отложений на этих участках обычно почти полностью отсутствует, так как здесь наиболее активны агенты выветривания и процессы смещения обломочного материала под влиянием делювиальных и дефлюкционных процессов. Бугристый аккумулятивный микрорельеф сопровождает гравитационные склоны в местах тектонических смещений выровненных поверхностей водоразделов.

Педименты в пределах Ага-Хилинского междуречья имеют повсеместное распространение, особенно большие площади они занимают на юго-восточных крыльях сводового поднятия. Максимальный наклон их поверхности достигает 3–5°. Обычно они лишены покрова рыхлых отложений, имеют слегка выпуклый профиль и ярусное строение. Почти всегда на их поверхности наблюдаются террасовидные уступы и участки структурного микрорельефа. Разновысотное положение педиментов может быть обусловлено тем, что данные формы денудационного рельефа могли образовываться одновременно в различных высотных ярусах, но под действием различного набора экзогенных факторов и различной экспозиции. Их облик находится в прямой зависимости от длительности однонаправленного развития территории, разломной тектоники и степени эрозионно-денудационного расчленения. Основными ведущими рельефообразующими процессами формирования педиментов в степном и лесостепном Забайкалье являются плоскостной смыв, медленное вековое течение каменистых почвогрунтов (крип) и иные мерзлотные процессы. В вершинном поясе островных сопок Ага-Хилинского междуречья типичные педименты и нагорные террасы по морфологии очень близки.

Склоновый морфодинамический пояс. В Ага-Хилинском междуречье преобладают (более 60%) пологие (7–12°) склоны

обычно прямого или слегка выгнутого профиля. Крутые (более 12°) склоны занимают около 20% площади и имеют прямой или выпуклый профиль. Оставшиеся 20% площади занимают субгоризонтальные поверхности педиментов и днищ долин. Типичная для Забайкалья диссимметрия склонов, связанная с экспозицией, на Ага-Хилинском междуречье не наблюдается.

Данный пояс представлен сложными склоновыми формами рельефа, элементарными однородными поверхностями, различающимися ориентировкой, углами наклона и динамическими процессами на них, «пятнами» аккумулятивных микроформ, а также линиями раздела между ними, представленными килевыми перегибами, бровками положительных перегибов и уступов.

Водосборные воронки характерны для склонов массивных куполообразных и конусовидных вершин, а также для крутых дефлюкционных и конжелифлюкционных склонов южной экспозиции. Эти формы рельефа обычно приурочены к участкам повышенной трещиноватости и подтока грунтовых вод. По внешнему виду они напоминают кары. Их днище пологонаклонно, округло, имеет диаметр от 50 до 400 м и ограничено крутыми вогнутыми склонами. Оно часто прорезано промоиной и окаймлено делювиальным шлейфом, что может свидетельствовать о том, что эти формы реликтовые, имеют нивальное происхождение, в настоящее время неустойчивы и подвергаются процессам деструкции.

Уступы в пределах изученного района встречаются довольно редко и связаны с разрывными нарушениями, «оживающими» в периоды тектонической активности соседних регионов Прибайкалья и Приморья.

Отрицательные и положительные перегибы склонов отмечаются повсеместно. Их длина по простиранию достигает 800–1500 м, а плотность находится в прямой зависимости от степени тектонической раздробленности территории, насыщенности литологическими контактами, дайками и жилами.

Солифлюкционная деятельность не играет ведущей роли на склонах (за исключением днищ долин-марей), хотя и проявлена широко. Преобладают формы медленной солифлюкции, проявляющейся в «массивном» течении грунтов с образованием пологих

натечных террасовидных форм без нарушения сплошности дернового покрова. Натечные формы имеют вид валиков и «склоновых бугров пучения» высотой до 1 м и до 3–5 м в поперечнике. В плане они имеют каплевидную или серповидную форму (в зависимости от крутизны склонов). В верхних частях склонов, где мощность рыхлых отложений уменьшается, «склоновые бугры пучения» исчезают. На поверхности бугров часто наблюдаются небольшие понижения с диаметром до 1 м и глубиной до 0,3–0,8 м, образовавшиеся в результате просадочных процессов. На передовой части склонов бугров часто отмечаются открытые морозобойные трещины. Бугры располагаются на склонах различных экспозиций за исключением северных. Они равномерно распределены по склонам или группируются по 5–10 вдоль отрицательных перегибов склонов и тыловых швов элементарных поверхностей.

Пологие *дефлюкционные* и *дефлюкционно-делювиальные* склоны занимают наибольшие площади. На них преобладают процессы медленного массового смещения почвогрунтов (крип) под действием гравитации, вымораживания каменного материала и в результате давления плаща вышележащих пород. Существенная роль в перемещении рыхлых отложений на этих склонах принадлежит твердопластичному течению, при котором движение материала осуществляется благодаря изменениям объема массы породы при воздействии колебаний температуры и изменения влажности. Делювиальный снос по поверхности дефлюкционных «террас», при котором происходит поверхностное смещение продуктов выветривания горных пород дождевыми и снеговыми водами, здесь имеет подчиненное значение вследствие отлогости и задернованности поверхности и не приводит к образованию типичного для него микрорельефа.

Пологие дефлюкционные склоны часто осложнены деллями, мелкими плоскодонными ложбинами, вытянутыми по линиям максимального падения склона. Глубина ложбин достигает 2 м, а ширина — 5–10 м. Дели, в отличие от малых эрозионных форм, не ветвятся, а следуют параллельно друг другу на расстоянии 20–60 м. Эти формы рельефа тяготеют к южной степной части площади и связаны со склонами южной экспозиции.

Крутые (более 12°) *дефлюкционные и конжелифлюкционные* склоны занимают меньшие площади, но также распространены повсеместно. Они характерны для приводораздельных частей крупных массивных гор и нижних придолинных частей склонов. Процессы плоскостного делювиального смыва, термогенной и гидrogenной десерпции, дефлюкции являются на этих склонах ведущими, а криогенные явления не играют заметной роли.

Крутые (20–35°) *делювиальные* (на коренном основании) и *делювиально-дефлюкционные склоны* формируются в результате быстрого неравномерного сноса. Они имеют южную и юго-западную экспозицию и обычно приурочены к тектоническим уступам. Профиль этих склонов прямой, реже выпуклый. У их подножий отмечаются небольшие *коллювиально-делювиальные шлейфы*. В пределах рудного поля выявлено всего лишь несколько участков с развитием склонов этого типа.

К *гравитационным склонам* относятся также редко встречаемые *осыпные и обвальные склоны*. Они приурочены к приводораздельным частям, скальным гребням и останцам, уступам на склонах островных гор, к крутым склонам, ограничивающим поднятые морфоблоки. Участки гравитационных склонов выделяются на правом берегу пади Тымон-Худул, у гор Инкижин, Орциг, Хан-Ула, у водораздельных гребней в южной части рудного поля.

В нижних частях пологих остепненных дефлюкционных склонов и долинных педиментов наблюдаются *пролювиальные шлейфы*, связанные с аккумуляцией дресвяно-обломочного и мелкоглыбового материала — продуктов плоскостного и линейного смыва ливневыми водами.

Долинный морфодинамический пояс представлен килевыми линиями пролювиальных ложбин на коренных склонах, днищами структурно-денудационных долин и их аккумулятивных террас, пролювиальными конусами выноса, подгорными коллювиально-пролювиальными шлейфами, долинными мерзлотными буграми пучения с морозобойными трещинами, термокарстовыми западинами, заболоченными участками, промоинами, оврагами и балками,

ложбинами неруслового стока, руслами временных водотоков в днищах падей, тальвегами мелких эрозионно-денудационных форм, скоплениями кочковатого микрорельефа, выемками и понижениями, связанными с участками подтока грунтовых вод, выходами минеральных источников (аршанов) и родников пресных вод, участками солифлюкционного микрорельефа днищ долин и распадков.

Структурно-денудационные равнины являются продолжением структурно-денудационных долин, выдвигающихся в пределы аккумулятивных равнин днищ впадин. Поверхность равнины на выходе из горного рельефа плоская или слегка вогнутая. Поверхность сложена мелкообломочными песчано-глинистыми отложениями, имеющими мощность по данным бурения до 40–50 м. Ширина днищ в устьевых частях достигает 1,5–2 км. У ряда долин поверхности днищ слабо наклонены к одному из бортов, что связано или с неравномерным действием эрозионно-денудационных процессов на смежных склонах, или с тектоническими перекосами блоков.

В прибортовых частях днищ устья крупных речных долин (рр. Нарин, Зун-Килькинда) отмечаются до четырех невысоких террас с превышением 0,5–2 м. Они связаны не с аллювиальными процессами (в настоящее время не характерными для района), а с понижением базиса денудации в ходе уплотнения толщ рыхлых отложений, накапливающихся в днищах долин. Данное уплотнение нужно связывать с понижением уровня грунтовых вод (в результате иссушения климата в позднем голоцене) и последовавшим за этим уменьшением объема пород, переходящих в сухое состояние. Другой причиной уменьшения объема пород может быть деградация сингенетической вечной мерзлоты.

К *собственно террасовым* отложениям р. Аги можно отнести серовато-бурые, часто обохренные песчаные отложения (формировались в позднем эоплейстоцене — раннем неоплейстоцене), отмечаемые на лево- и правобережном водоразделах в нижней части Зун-Килькинды, правого притока р. Аги. По литофациальным при-

знакам эту толщу можно идентифицировать с манзурским аллювием Прибайкалья [15].

У бортов устьевых частей долин наблюдаются *подгорные коллювиально-пролювиальные шлейфы* и *конусы выноса*. Подгорные шлейфы представляют собой пологонаклонные (3–5°) поверхности, расчлененные ложбинами и распадками на обособленные участки. Подгорные шлейфы усеяны крупными обломками и валунами кварцевого состава. Конусы выноса локализуются в устьевых частях сухих распадков, ложбин и промоин, находящихся на крутых склонах. Их поперечник достигает 200–300 м, они имеют слегка выпуклую поверхность.

Длинные мерзлотные бугры пучения достигают в диаметре 50–100 м при высоте не более 2–3 м. Они, как и термокарстовые западины, характерны только для днищ падей и долин (Барун-Убжигой, Дылбырхей, Зун-Килькинда, Дунду-Убжигой, Барун-Килькинда, Нарин, Зун-Убжигой, Улан-Булак, Зун-Ульты и др.). Эти формы группируются на локальных участках по 5–10 штук. Существуют и переходные формы, когда, например, на четко выраженном бугре пучения наблюдается просадка его центральных частей с образованием небольшого озера. Крупные (более 20 м в диаметре) термокарстовые западины обычно заполнены водой. Бугры пучения многолетние, относятся к инъекционному типу, характерны для пониженных элементов рельефа. Они развиваются в пределах водопроницаемых песчаных пород и являются результатом замерзания грунтовых вод, переместившихся под действием гидростатического или гидродинамического давления. Протаивание многолетне-мерзлых пород и бугров пучения свидетельствует о потеплении климата в этом районе Забайкалья.

Болотистые днища долин наблюдаются в средних и особенно в верхних наиболее увлажненных частях крупных долин (Барун-Убжигой, Зун-Убжигой, Нарин, Барун-Килькинда, Улан-Булак и др.). С этими же участками ассоциирует и кочковатый микро-рельеф.

В бортах крупных долин (Нарин, Зун-Килькинда, Барун-Килькинда, Барун-Убжигой) отмечаются специфические для Забайкалья *выемки* (до 20–50 м в поперечнике) и *воронкообразные пони-*

жения, связанные с участками интенсивного подтока грунтовых вод, выходами родников и минеральных источников (аршанов).

С временными флювиальными процессами, действующими в период ливневых дождей, связано образование *оврагов, балок и промоин*. Для оврагов не характерно древовидное строение. Обычно они имеют простые линейные формы и отличаются от промоин только размерами (до 0,5 км в длину, 5–10 м в ширину и 2–3 м в глубину). Развитию значительной части оврагов способствуют антропогенные факторы: распашка земель, неумеренный выпас скота, ошибки в строительстве дорог и др.

Русла временных водотоков в днищах долин являются единственными чисто эрозионными формами в исследуемом районе. Их глубина (до 2 м) и ширина (до 5–8 м) изменчивы по простиранию, формы извилисты. Выполняющий днища аллювий плохо сортирован, слабо окатан и по объему составляет всего около 1–2% всей массы рыхлых отложений, залегающих в днищах долин.

Днища небольших распадков занимают ложбины неруслового стока. По ним осуществляется вынос рыхлого материала в крупные долины и межгорные впадины. Механизм перемещения склонового материала в долины обусловлен крипом и солифлюкцией. Ширина ложбин достигает 200–300 м, а длина — 3–4 км. Во многих случаях в их днищах развиты процессы солифлюкции и мерзлотного пучения, приводящие к появлению бугристого и кочковатого микро-рельефа, образованию морозобойных трещин (длиной до 5–10 м и шириной 1–10 см). Подобные долинные формы характерны для лесостепной и лесной зон Забайкалья. Их называют «наволоками», «еланями», «долинами-марями». В пределах рудного поля они оконтуривают осевые части сводовых поднятий. У ложбин неруслового стока иногда отмечаются весьма интересные морфологические особенности — поперечная выпуклость днища и участки продольного профиля с повышением абсолютных высот к устью распадка. Подобная «неестественная» морфология днищ, вероятно, связана с давлением рыхлого склонового чехла, спускающегося со склонов, на отложения днищ, находящиеся в вязкопластической консистенции. Образованию подобных форм способствует перегруженность отрицательных элементов рельефа рыхлыми отложе-

ниями, возникшая вследствие затухания эрозионных процессов и замещения их массовым переносом.

В днищах долин и на террасах рр. Аги и Хилы в песчаных отложениях наблюдаются небольшие (до 50 м в поперечнике и до 1 м глубины) понижения, обусловленные процессами *дефляции* (эолового выдувания).

Подводя итог описанию форм экзодинамического микро- и мезорельефа Ага-Хилинского междуречья, из комбинаций которых складываются образы криптоморфных геоморфологических структурных форм, следует подчеркнуть, что главными факторами экзогенного рельефообразования (расчленения, перемещения осадков и выработки отрицательных форм) являются процессы крипового перемещения рыхлого материала, плоскостного и линейного смыва, возникающего в периоды прохождения ливневых атмосферных осадков, а также мерзлотные явления, такие как солифлюкция и конжелифлюкция (криогенная десерпция). В разрушении горных пород главная роль принадлежит морозному и температурному выветриванию при резком колебании сезонных и дневных температур, обусловленных особенностями солнечной радиации и высоким значением перепадов дневных и сезонных температур на протяжении года.

2.2.5. Структурно-геоморфологические условия

Район Орловско-Спокойнинского рудного поля локализуется в области Монголо-Охотского складчатого пояса на стыке района равнин и полого-холмистых геоморфологических структур восточно-гобийского типа, которые представлены сочетанием линейных поднятий горных хребтов и округлых сводов внутри них. Их цепи перемежаются с рифтоподобными впадинами забайкальского типа. На севере исследуемого района они размещаются между Агинской и Хилинской линейными приразломными эмбриональными депрессиями. С юга располагаются обширные полого-холмистые аккумулятивно-денудационные Онон-Торейские равнины. С запада и востока к району рудного поля примыкают

периклинальные окончания горных хребтов крупных Хентей-Даурского и Боршевичного сводов (рис. 31).

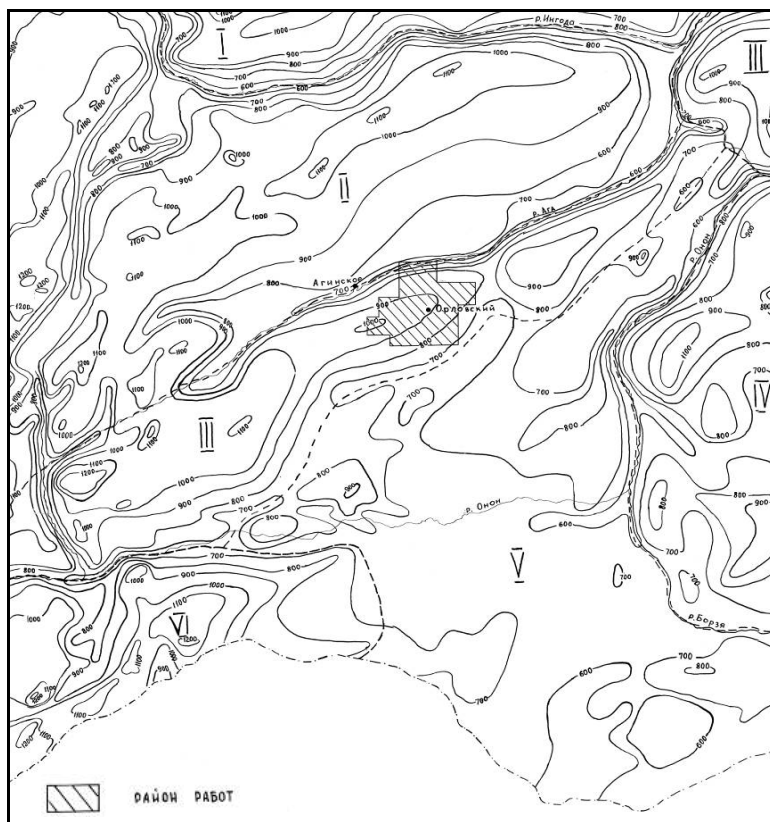


Рис. 31. Схема морфотектоники территории Восточного Забайкалья (по Б. В. Томилову, 1980 [19])

1 — тектоморфоизогипсы (сплошные линии с цифровыми обозначениями); 2 — границы геоморфологических структур (штриховые линии); 3 — площадь геоморфологической съемки (контур с косой штриховкой). I–VI — названия отдельных геоморфологических структурных форм: сводовых: I — Даурской, II — Могойтуйской, III — Боршевичной, IV — Ундино-Борзинской, VI — Эрмановской; равнинной: V — Ононо-Борзинской

Область морфотектонических структур Монголо-Охотского пояса пространственно совпадает с ореолом распространения средне-верхнеюрских и раннемеловых интрузивных пород. Они имеют восток-северо-восточную ориентировку простирания и генетически связаны с наиболее мобильной зоной верхнемезозойской активизации, развивавшейся вдоль разломов глубинного заложения. Эти магмоподводящие разломы явились генераторами инъективных тектонических движений, отобразившихся в рельефе в виде криptomорфных геоморфологических структур центрального типа (КГСЦТ) различного порядка, осложняющих фотопортреты линейных хребтов овальными и округлыми геометрическими фигурами без видимых изменений линейности морфоструктур.

Район рудного поля пространственно связан с осевой частью линейной геоморфологической структуры Хангилай-Шилинской группы малых островных поднятий. Эта цепь или Хангилай-Шилинский ороген, делится на четыре различающихся по морфологическим характеристикам массива (см. рис. 24).

Агинскую кольцевую криptomорфную структурную форму с запада, севера и отчасти с юга опоясывают горные хребты и пологие поднятия, представляющие ее секторные морфоблоки и характеризующиеся абсолютными отметками высот 700–900 м (максимальная высота — 1 068 м). Средние значения расчленения рельефа составляют 3 км/км². Днища падей и крупных долин находятся на абсолютных высотных отметках — 650–800 м.

Судя по схемам разрывной морфотектоники и данным обзорно-структурного дешифрирования, простирание большинства крупных линеаментов, контролирующих морфоструктурный план региона, северо-восточное. Перпендикулярные им разломы и зоны трещиноватости являются криptomорфными и не нарушают общей морфотектонической структуры. Они согласуются с простиранием складчатых и разрывных структурных форм. Наряду с ориентированными выделяется большое количество кольцевых и дуговых линеаментов, являющихся элементами строения сводовых поднятий и крупных КГСЦТ. Сводовое поднятие Хангилай-Шилинского валоподобного островного морфоблока пересечено разноориенти-

рованными зонами сгущений линеаментов шириной 2–5 км. Участок пересечения этих зон повышенной трещиноватости совпадает с центром Орловской ГСЦТ в районе рудоносных островных горных массивов Хухэ-Чалотуй и Белая гора. Узел пересечения взаимоперпендикулярных зон локального порядка явился структурной ловушкой, способствующей локализации здесь подводящего канала для крупной Шилинской гранитной интрузии, залегающей на глубине под исследуемым рудным полем. А структурные ловушки локального порядка явились наиболее благоприятными местами для внедрения небольших штоков и проявления рудной минерализации. С зонами сгущения трещиноватости связаны крупные (в масштабах рудного поля) КГСЦТ.

Орловская кольцевая геоморфологическая структурная форма имеет овальную геометрию линеаментов, слегка вытянута к северу (с диаметрами эллипса 16,5 и 13,6 км) и совпадает с полем максимальных абсолютных высот очерчиваемого им кряжа (более 900 м). Крупные дугообразные линеаменты генетически связаны с Орловской ГСЦТ и наблюдаются у пос. Агинское и Цокто-Хангил, а также по долине р. Хилы. В центральной части Орловской ГСЦТ находятся три малые кольцевые формы (Тымон-Худульская, собственно Орловская и Северо-Орловская) с поперечником 3,4–5,3 км, пространственно совпадающие с поднятиями, выявленными картометрическими методами. Северо-Орловская кольцевая форма рельефа, хотя и фиксируется как слабоинтенсивное поднятие, но находится в пониженных частях рельефа и, видимо, отвечает ядерным, просевшим при термической усадке частям Шилинской интрузии. Собственно Орловская и Тымон-Худульская ГСЦТ отвечают крупным поднятиям и находятся на восходящем этапе развития. Реки Ага и Хила заложены по крупным нарушениям фундамента днищ грабенообразных эмбриональных впадин, вытянутых цепочкой к северо-востоку. Юго-восточное крыло проявленного в рельефе поднятия, расположенного к югу от пос. Орловский, образовано двумя линейно вытянутыми к северо-востоку тектоническими ступенями, резко опущенными относительно осевой водораздельной части. Местные названия падей, поселков и основных горных вершин показаны на рис. 30.

2.2.6. Методика построения геоморфологической карты рудного поля масштаба 1:10 000

Целью построения геоморфологических карт рудных площадей является установление структурно-временной связи между строением разрушающегося геологического субстрата и малыми формами рельефа, визуализирующими погребенные рудоносные тела. Структурные неоднородности возникают при воздействии на поверхность слабо проявленных тектонических деформаций и «всплывании» легких магматических тел в массе вмещающих пород. Реализация цели предполагает решение следующих задач:

1) фиксацию и картографирование форм рельефа, прямо или косвенно связанных с разломами и участками повышенной трещиноватости;

2) выявление мезо- и микроформ рельефа, являющихся индикаторами погребенных гранитных тел с редкометалльной минерализацией, в виде куполовидных и конусовидных вершин, массивных гор, возвышающихся над поверхностью слабо выраженного сводового поднятия, а также и косвенных (криптоморфных) признаков глубинных неоднородностей;

3) составление основы для построения карт геоморфологической интерпретации литогеохимических вторичных ореолов рассеяния и карт мощностей рыхлых отложений.

В основе методики картографирования рельефа заложен морфодинамический принцип, который много позже стал широко известным и хорошо теоретически обоснованным благодаря трудам А. Н. Ласточкина (1987, 1991).

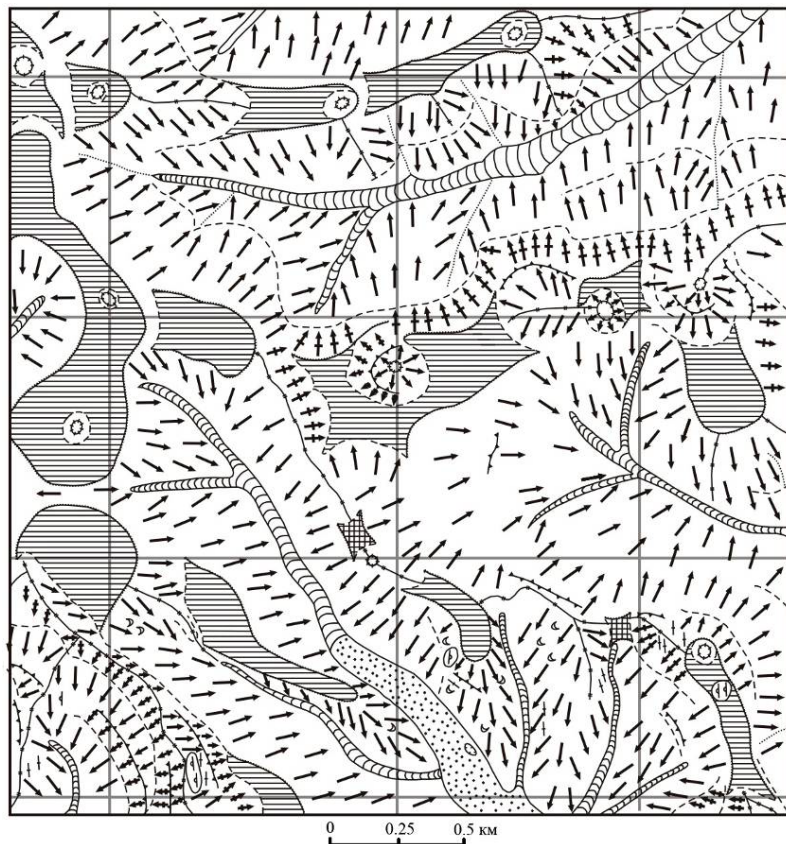
Работа по созданию карты включает два этапа. На первом проводится ряд рекогносцировочных маршрутов для изучения всего разнообразия форм и микроформ рельефа с целью создания базы данных, необходимой для построения легенды к карте. На втором составляется сама карта. Легенда к ней расширяется и уточняется в процессе картографирования.

При картографировании рельефа *на первом этапе* необходимо установить общие закономерности рельефообразования: геометрические контуры рельефа, статику или пластику — особенности горизонтальной и вертикальной кривизны поверхности. Изучались состояние развития рельефа в зависимости от рельефообразующих процессов (кинематика), а также динамика рельефообразования — направленность развития, крутизна и генезис склоновых процессов.

На втором этапе производится отображение этих составляющих на морфодинамической карте. Динамические характеристики картографируются стрелками различных видов. Стрелки ориентируются по направлению токовых линий переноса обломочного материала нисходящей ветви литодинамического потока. Длина стрелок ассоциируется с крутизной склонов. Чем угол наклона меньше, тем длиннее стрелка. Виды стрелок обозначают типы склоновых процессов. На генерализованных картах масштаба 1:25 000 и мельче эти тонкости не всегда выполнимы и заменяются упрощенными общими знаками (см. рис. 32).

Способом линейных атрибутов картографируются однозначно выделяемые элементы и линии сочленения граней рельефа (тальвеги ложбин стока, водоразделы, уступы, перегибы склонов, бровки, тыловые швы и т. д.). Внемасштабными знаками показываются группировки генетически однородных микроформ. Штриховкой и крапом обозначается генезис субгоризонтальных аккумулятивных и денудационных поверхностей, выделенных с позиций морфодинамики. Возраст рельефа для данной задачи не имеет решающего значения и поэтому не отображается на таких картах, но обсуждается в процессе описания рельефообразования.

Детальность съемки масштаба 1:10 000 и крупнее позволяет картографировать формы рельефа и микрорельефа, имеющие относительную высоту в 1 м, с точностью проведения и привязки контуров до 0,2 мм в масштабе карты (что составляет 2 м на местности). Точность отображения достигается инструментальной высокоточной привязкой всех точек к топогеодезической сети, выполняемой специальным топографическим отрядом, подготавливающим площадку к геофизической съемке того же масштаба.



- | | | | | | | | | | | | | |
|-----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|---|
| I | | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 |
| II | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | | | |
| III | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 | | |

Рис. 32. Фрагмент генерализованной в масштаб 1:25 000 геоморфологической карты масштаба 1:10 000

I. Водораздельный комплекс форм рельефа: 1 — валообразные водоразделы; 2 — куполовидные вершины; 3 — субгоризонтальные (угол наклона —

0–3°) водораздельные и склоновые денудационные поверхности и поверхности отпрепарированных сундучных складок; 4 — седловинные субгоризонтальные поверхности; 5 — структурный линейный микрорельеф; 6 — структурный бугристый микрорельеф. II. Долинный комплекс форм рельефа: 7 — днища структурно-денудационных долин; 8 — ложбины неруслового стока; 9 — тальвеги; 10 — термокарстовые западины, воронки, котловины. III. Склоновый комплекс форм рельефа: 11 — отрицательные перегибы склонов, тыловые швы аккумулятивных и денудационных поверхностей; 12 — положительные перегибы склонов; 13 — дефлюкционные пологие (угол наклона — 3–12°) склоны; 14 — крутые (угол наклона — более 12°) дефлюкционные и дефлюкционно-делювиальные склоны; 15 — склоновые мерзлотные бугры пучения

Картографирование осуществляется путем маршрутной фиксации форм микро- и нанорельефа всей площади по топографическим профилям, пересекающим рудное поле с востока на запад, и магистралям, расположенным меридионально. Расстояние между профилями составляет 100 м, а между магистралями — 1 км. Профили пикетируются через 50 м; нумерация пикетов возрастает с запада на восток. Для точной привязки точек фиксации наблюдений между пикетами используются мерная лента и дополнительная разбивка визирных линий через каждые 10 м.

В процессе картографирования измеряются углы наклона склонов, азимуты путей движения и механизм перемещения рыхлых отложений по склону, изучается генезис склоновых отложений, их вещественный состав и литологические особенности, микроморфологические характеристики поверхности, геологическая характеристика выпуклых и вогнутых неоднородностей коренного рельефа, ориентировка трещин и линейных параметров геологических структурных форм.

При движении по профилю картографируется полоса шириной в 100 м (по 50 м в стороны от линии профиля). Между профилями съемка проводится в визуальном режиме с использованием горного компаса и мерного инструмента. Контуры микроформ и другие геоморфологические границы наносятся на пикетажную маршрутную ленту с миллиметровой разграфкой, с которой вся информация в последующем переносится на пикетный план (см. рис. 33).

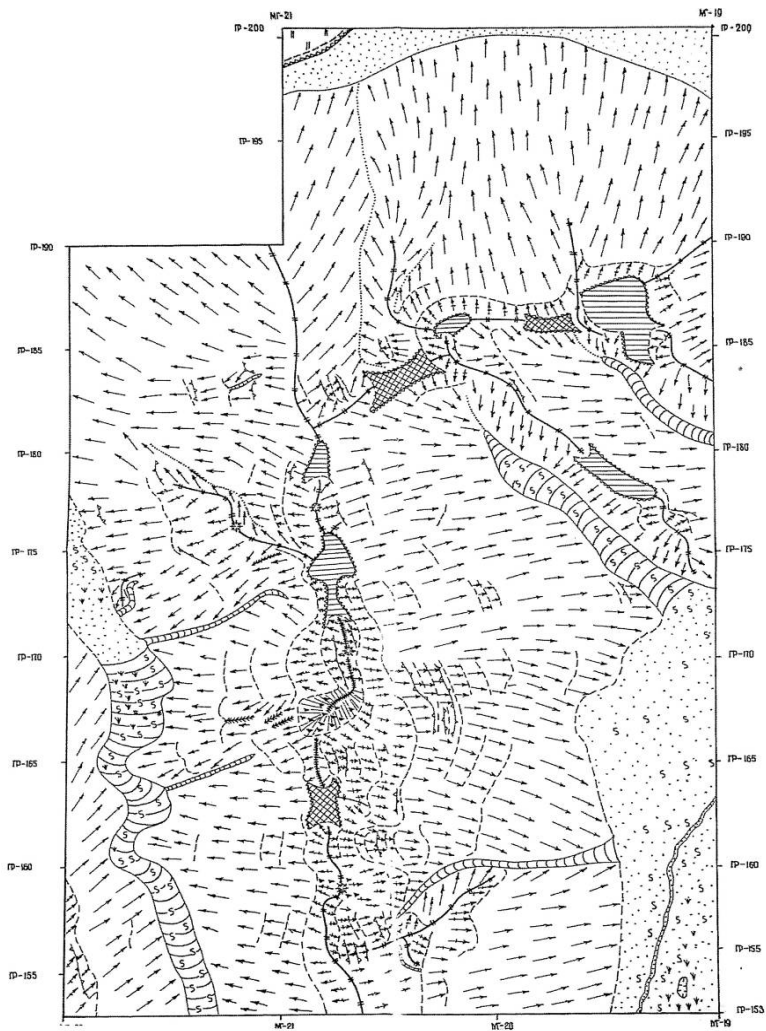


Рис. 33. Фрагмент геоморфологической карты масштаба 1:10 000 в черно-белом варианте на топогеодезической основе (с фотоуменьшением размера картинки)

Условные знаки те же, что и на рис. 32. ПР-153–ПР-200 — профили геоморфологического картографирования (З-В). М-21–М-19 — магистраль-

ные профили (С–Ю). Поперечные дуги в контурах условного знака 8 (см. рис. 32) обозначают солифлюкционные потоки

Сложные участки, характеризующиеся высокой насыщенностью микроформ, сложной геометрией рельефа, в случае необходимости картографируются в масштабе 1:5 000 с соответствующим сгущением маршрутной сети. По участкам «несбивок» и «нестык-вок» проводятся дополнительные увязочные маршруты и дешифрируются снимки высокого разрешения. Предложенная методика отличается от официально принятых для данного масштаба высокой технологичностью и может проводиться специалистами разной квалификации, в том числе и студентами старших курсов.

2.2.7. Геоморфологическая классификация рельефа

Геоморфологическая классификация рельефа, обеспечивающая масштаб картографирования 1:10 000, включает следующую его структуру.

Водораздельный морфодинамический пояс:

- гребневидные линейные формы;
- валообразные линейные формы;
- отдельные куполовидные вершины в узлах схождения гребневидных линий;
- субгоризонтальные выровненные поверхности разного генезиса в местах депрессий гребневидных линий (фрагменты поверхностей выравнивания, седловины, педиментные проходы, нагорные террасы, курумы на них, отпрепарированные денудацией структурные поверхности сундучных складок).

Долинный морфодинамический пояс:

- донные выровненные поверхности структурно-денудационных долин;
- низкие аккумулятивные выровненные поверхности: а) речных террас; б) низких террасовидных уровней структурно-денудационных долин;

- токовые линии: а) русла пролювиальных ложбин; б) ложбины неруслового стока (конжелифлюкционные делли); в) овраги, г) промоины;

- площадные формы и рои микроформ на них: а) подгорные коллювиально-пролювиальные конусы выноса; б) шлейфы подножий склонов; в) поля солифлюкционного течения днищ падей; г) мерзлотные бугры пучения и их поля.

Склоновый морфодинамический пояс:

- линии отрицательных перегибов склонов: а) тыловые швы террас, б) террасовидных поверхностей, в) обусловленные структурными контактами разноплотностных пород, г) контактов педиментов, нагорных террас с крутыми склонами;

- линии положительных перегибов склонов: а) бровки тектонических уступов ($<37^\circ$)¹ и обрывов ($>37^\circ$), б) связанные с контактами разноплотностных пород, в) бровки аккумулятивных склонов и г) денудационных уступов;

- поверхности однородных склонов: а) медленного дефлюкционного и делювиального переноса ($3-12^\circ$), б) дефлюкционного, конжелифлюкционного ($>12^\circ$) и делювиального переноса;

- поля и отдельные формы микрорельефа: а) мерзлотно-солифлюкционные формы, б) скопления мерзлотных бугров пучения на склонах;

- отдельные реликтовые формы рельефа: нивальные кары сартанской (?) стадии оледенения.

2.2.8. Генерализация данных геоморфологического картографирования

Генерализация данных геоморфологического картографирования проводится с целью выявления линеаментов линейно ориентированной и центрзональной геометрии, рисунков размещения однотипных форм и микроформ рельефа. К примеру, изготавливается калька (информационный слой) солифлюкционных

¹ Угол естественного откоса.

форм рельефа и мерзлотных бугров пучения. Если наблюдается какая-либо геометрическая закономерность их взаиморасположения, поля их распространения объединяются линией. Выделенный линеамент рассматривается как возможная зона открытых разломов, по которой происходит циркуляция грунтовых вод или разгрузка упругих напряжений. То же самое делается и по зонам расположения кварцевых жил (структурные выступы) и даек гранит-апплитов (структурные гивы). По скоплению рытвин и борозд в геологическом субстрате структурного происхождения оконтуриваются области повышенной трещиноватости. Если они формируют радиально-концентрический образ либо его отдельные секторы или сегменты, они рассматриваются как возможное инфраструктурное отображение дискретного глубинного тела. С позиций морфодинамической связности рассматриваются ансамбли форм рельефа, отображающие локальные морфоструктуры. По комплексу форм рельефа и микрорельефа, связанных и не связанных между собой генетически, но образующих правильные геометрические ансамбли или их четкие фрагменты, строятся прогнозы о наличии здесь глубинных неоднородностей.

Во многом в этой работе помогает аэросъемка и картометрия. На основе выявленных линеаментных структур и их природных индикаторов строятся сводные карты линеаментов путем механического совмещения отдельных карт, полученных разными методами: дешифрованными с топоосновы, с аэрофотоматериалов, а также составленными при геоморфологической съемке масштаба 1:10 000.

При анализе общей картины распределения линеаментов разной геометрии подтверждаются выводы о наличии здесь линеаментов, контролирующих глубинные разломы северо-западного простирания. Получают также и новые данные о том, что центрзональные инфраструктуры малых размеров, подтвержденные всеми тремя методами в одном месте, группируются в линейно вытянутые цепочки. Вместе с тем они располагаются вдоль длинных осей крупных морфоблоков, проходящих по водоразделам падей, или вдоль крупных протяженных блокоограничивающих линеаментов. Наибольшая плотность линеаментов отмечается в осевых частях центрального

морфоблока, на водоразделах, лишенных покрова рыхлых отложений, и особенно в юго-западных частях площади рудного поля.

2.2.9. Выявление геоморфологических рудоиндикационных признаков

В процессе сопоставления частных картометрических и тонометрических материалов с размещением известных месторождений полезных ископаемых устанавливается ряд *прямых геоморфологических рудоиндикационных признаков*. Ими являются:

- а) геоморфологические структуры центрального типа (ГСЦТ);
- б) участки аномально высокого эрозионно-денудационного расчленения;
- в) локальные базисные и вершинные мезозой-кайнозойские поднятия;
- г) линейные зоны сгущения ГСЦТ;
- д) массивные куполовидные и конусовидные вершины в пределах водоразделов.

Косвенными, имеющими опосредованную связь с размещением рудных объектов, являются *следующие признаки*:

- а) участки с аномально положительными уклонами тальвегов долин;
- б) участки повышенной плотности линеаментов;
- в) наиболее приподнятые морфоблоки осевой части сводового поднятия.

Несомненно, наибольший интерес представляют участки с многократным наложением различных геоморфологических рудоиндикационных элементов, совпадающих с геохимическими, геологическими и геофизическими аномалиями, располагающимися вблизи известных месторождений и пространственно связанными с наиболее выступающими частями крупной Шилинской интрузии (весь горно-останцовый массив рудного поля).

В результате рудоиндикационного анализа геоморфологической карты и ряда вспомогательных морфометрических карт и схем строятся карты рудоиндикационных геоморфологических структур

и их элементов. На них выносятся следующие структурно-геоморфологические элементы:

- а) локальные поднятия (по вершинной поверхности);
- б) участки аномально положительных значений эрозионно-денудационного расчленения рельефа;
- в) наиболее контрастные ГСЦТ;
- г) линейно ориентированные зоны и узлы их пересечения;
- д) все дугообразные и кольцевые линеаменты, фиксируемые по топокартам, аэрофотоснимкам и материалам геоморфологической съемки.

Таким образом, в пределах рудного поля было выделено 49 линейных зон сгущения ГСЦТ. Их ориентировка различна, но большинство из них имеют северо-восточное и северо-западное простирание. В меньшей степени наблюдались субширотные и субмеридиональные линейные зоны сгущения. Линейные зоны сгущения кольцевых форм как рудоконтролирующие выделялись только в том случае, если на одной линии находились не менее трех ГСЦТ с расстоянием между центрами не более 1–1,5 км (рис. 34).

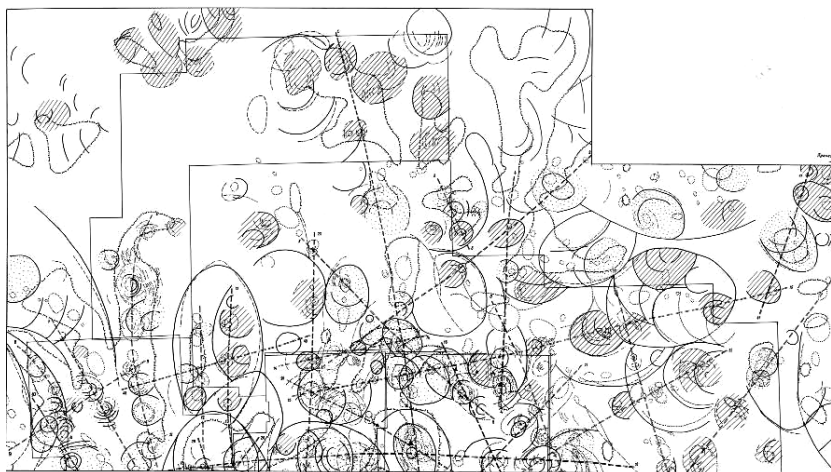


Рис. 34. Фрагмент карты инъективных геоморфологических структурных форм (инфраструктур) Орловско-Спокойнинского рудного поля

1 — кольцевые и дуговые линеаменты, отдешифрированные с топокарт масштаба 1:25 000 (сплошные черные сильные линии); 2 — кольцевые и дуговые линеаменты, отдешифрированные с аэрофотоснимков масштабов 1:27 000 и 1:40 000 (тонкие пунктирные линии); 3 — кольцевые и дуговые линеаменты, отдешифрированные по геоморфологическим съемкам (точечный пунктир); 4 — участки аномального вертикального расчленения рельефа ($K > 70$) (изометричные поля, очерченные линиями в виде пунктиров типа государственных границ на картах); 5 — локальные мезозой-кайнозойские поднятия (штрихпунктирные линии типа государственных границ); 6 — оси зон трещиноватости земной коры, проведенные по геометрическим центрам совмещенных контуров 1–3 (прямые толстые протяженные пунктирные линеаменты); 7 — месторождения и рудопоявления (черные треугольники); 8 — полигоны геофизических съемок (прямые черные линии); 9 — контрастные кольцевые формы рельефа, совпадающие с локальными мезозой-кайнозойскими поднятиями и участками аномального расчленения рельефа (косая правая штриховка)

Другими словами, прогнозная картосхема этой тематической направленности отражает плановое размещение геоморфологических структур и элементов рельефа, генетически связанных с неровностями (выступами) рельефа скрытой Шилинской интрузии. Она показывает главные эндогенные причины, определяющие развитие рельефа района в верхнеюрское (раннемеловое) и неоген-четвертичное время и связанные с интенсивными тектоническими движениями.

2.2.10. Комплексный линеаментный анализ

Комплексный линеаментный анализ является важнейшим звеном в методике геоморфологического прогнозирования и поисков полезных ископаемых с помощью выявления общих закономерностей тектонического дробления жесткого гетерогенного субстрата сквозными рудоконцентрирующими структурными зонами и площадными радиально-концентрическими системами разрывных и трещинных неоднородностей, отображающих на некоторой глубине геологические тела с симметрией центрального типа.

Ими должны быть рудоносные штоки. Все дальнейшие действия необходимы для выработки дополнительного блока прогнозных критериев погребенных продуктивных тел на качественном и количественном уровнях. Методики таких работ известны и широко применяются в практике Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 третьего поколения. Но на уровне рудных полей, полностью покрытых геоморфологической съемкой (374 км²) с кондиционной геодезической привязкой профилей и картографируемых объектов в масштабе 1:10 000, общепринятой методики на данный момент не существует. Предлагаемая методика включает нижеследующие звенья (см. 2.2.11–2.2.18).

2.2.11. Составление картосхем линеаментов, выявленных по аэрофотоматериалам крупных масштабов

На материалах аэрокосмических снимков выделяются несколько типов линеаментов, контролирующих разрывные нарушения или зоны повышенной трещиноватости. *Во-первых*, по фототональности можно отметить диаклазы, или безамплитудные разломы и зоны трещиноватости. Они определяются разными формами выработанного мезо- и микрорельефа: а) геометризованными тальвегами долин, падей, распадков, оврагов, промоин и т. д.; б) темными линиями на изображении, характеризующими высокую плотность сомкнутости различных растительных ассоциаций в водораздельных частях остепненных склонов; в) темными полосами, отображающимися в структурном микрорельефе и растительности днищ долин. *Во-вторых*, линеаменты проводятся по тектоническим уступам и выступам, установленным по темным (обводнение, затенение) и светлым (дайки, жилы) линиям на склонах. *В-третьих*, они проводятся по простиранию отрицательных и положительных склоновых перегибов, по тыловым швам разорванных уровней денудационных и структурных поверхностей. *В-четвертых*, линеамен-

ты отображаются в виде геометрических фигур, полос и линий на изображениях местности (ансамбли малых форм).

При анализе линеamentной карты устанавливается тот факт, что плотность мелких кольцевых микроморфологических комплексов является наибольшей в осевых частях поднятий и наименьшей на крыльях. Кольцевые формы с поперечником более 2 км распределяются по всей площади рудного поля равномерно, но чем ближе они расположены к Агинской и Хилинской депрессиям, тем глубже дренированы. Это может косвенно свидетельствовать о медленных поднятиях «всплывающих» гранитоидных тел.

Из ориентированных линеamentов преобладают северо-западные, меньше северо-восточных и субмеридиональных, очень мало субширотных. Наиболее крупные и протяженные из них имеют продольную северо-западную ориентировку. Такое же направление имеет масса отдешифрированных нарушений в юго-западной части площади. В других случаях какой-либо одной ориентировки не отмечается. Подавляющее большинство ориентированных линеamentов в площади рудного поля имеет протяженность 0,2–1,3 км.

2.2.12. Выделение линеamentов по топографической карте масштаба 1:25 000

Линеamentы проводятся по элементам рельефа, являющимся индикаторами тектонической трещиноватости. Ими могут быть геометризованные участки долин, уступы, седловины, отрицательные и положительные перегибы склонов, западины, водосборные воронки, овраги, промоины, водораздельные гребни, цепочки бессточных котловин термокарстовых озер и болот, ложбины, микродепрессии минеральных источников (аршанов), родники, контрастные границы между участками рельефа, различающимися своей расчлененностью, бровки субгоризонтальных уровней рельефа, линейные зоны солифлюкции, закурумливания, формы мерзлотного микрорельефа и т. д.

На карте кроме прямолинейно ориентированных линеаментов выделяется большое количество кольцевых и дуговых структур. Размер кольцевых форм в поперечнике составляет 0,2–3 км и более. Распределение их по площади более или менее равномерное. Основная масса кольцевых форм подтверждается дешифрированием аэрофотоснимков и материалами геоморфологических съемочных работ.

Наиболее трещиноваты центральные части поднятия. Минимальные плотности линеаментов отмечаются на его крыльях и во впадинах, занятых долинами рр. Аги и Хилы. Преобладающей ориентировкой линеаментов является северо-западная. Особенно много линеаментов этого простирания наблюдается в юго-западной части площади. Меньшее их количество соответствует северо-восточному направлению, и совсем незначительное количество линеаментов имеют субмеридиональную и субширотную ориентировку. В западной части площади, в верховьях падей Закульти, Дылбырхей и Барун-Убжигой, наблюдается область малой плотности линеаментов.

Размещение малых (0,2–1,5 км) кольцевых линеаментов контролируется как краевыми частями крупных морфоблоков, так и крупными линейными зонами трещиноватости и их пересечениями. Крупные же центрозональные формы обычно связаны с линейными зонами сгущений кольцевых форм рельефа и с их пересечениями (см. рис. 35).

Анализируя схему общего дешифрирования рядов снимков разного разрешения и обобщая данные карт геоморфологического картографирования, следует отметить, что центрозональные инфраструктуры локализуются вдоль крупных протяженных линеаментов, в узлах их пересечений и в дуговых разломах более крупных кольцевых структур. Наибольшая плотность линеаментов отмечается в осевых частях поднятия, на водоразделах, лишенных покрова рыхлых отложений, и в юго-западных частях площади. Цепочки центрозональных инфраструктур располагаются обычно или вдоль длинных осей крупных морфоблоков, проходящих по водоразделам падей, или у крупных протяженных блокоограничивающих линеаментов.



Рис. 35. Фрагмент сводной картосхемы линеаментов

1 — линеаменты, выделенные по снимкам; 2 — по топографической основе масштаба 1:25 000; 3 — по геоморфологической карте; 4 — абсолютные отметки высот

2.2.13. Составление и анализ картосхем блокового деления

При построении схемы блокового деления предварительно выделяется сеть наиболее крупных, протяженных и дренированных линеаментов, разделяющих крупные морфоблоки. После этого в пределах каждого отдельного блока, описываемого тектоморфоизогипсами, показывается положение его вершинной поверхности. Штриховкой выделяется высотное положение морфоблоков. По этому принципу все морфоблоки подразделены на четыре группы: I — высотой 650–800 м; II — высотой 675–900 м; III — высотой 675–1 000 м; IV — высотой 725–1 050 м (см. рис. 36).

Отмечаются следующие особенности блоковой морфотектоники позднего кайнозоя. Наиболее раздробленной частью поднятия является водораздельная часть, в пределах которой блоки имеют поперечник 1–3 км и длину 2,5–7 км. Подавляющее большинство блоковых форм вытянуты к северо-западу, лишь у некоторой их части длинная ось ориентирована к северо-востоку и востоку. Наиболее опущенные морфоблоки располагаются на крыльях поднятия. Исключение составляет блок овоидной¹ формы, находящийся между Зун-Килькиндой и Барун-Килькиндой и соседствующий с максимально поднятым Орловским блоком. Наиболее поднятые морфоблоки расположены по территории неравномерно и группируются в западной части рудного поля (Тымон-Худульский, Орловский), образуя изометричное поднятие. Кольцевые формы рельефа, как правило, связаны с внешними граничными частями блоковых морфотектонических образований. В плане морфоблоки образуют звездообразную структуру с центром, расположенным у горы Хухэ-Чалотуй.

¹ Термин употребляется в литературе давно.



Рис. 36. Фрагмент картосхемы блокового деления

1 — тектоморфоизогипсы; 2 — границы блокового деления. Штриховками показаны высотные положения вершинной поверхности: 3 — 675–1 000 м; 4 — 725–1 050 м; 5 — отметки абсолютных высот

2.2.14. Составление и анализ картосхем плотности линеаментов

Для более объективной оценки размещения плотности трещиноватости как показателя перспективной минерализации на исследуемой площади строятся схемы плотности линеаментов. Этому предшествует создание матрицы всех линеаментов, выявленных тремя методами: комплексного дешифрирования разномасштабных аэрофотоснимков, картометрическими и по данным полевого геоморфологического картографирования. Составление схемы плотности линеаментных структур производится методом скользящего окна любой формы площадью 1 км². В пределах окна измеряется суммарная длина всех линеаментов. Она относится в виде точки к центру квадрата. Далее по законам картографии строится изолинейная вторичная карта, отражающая распределение плотности линеаментного поля (рис. 37).

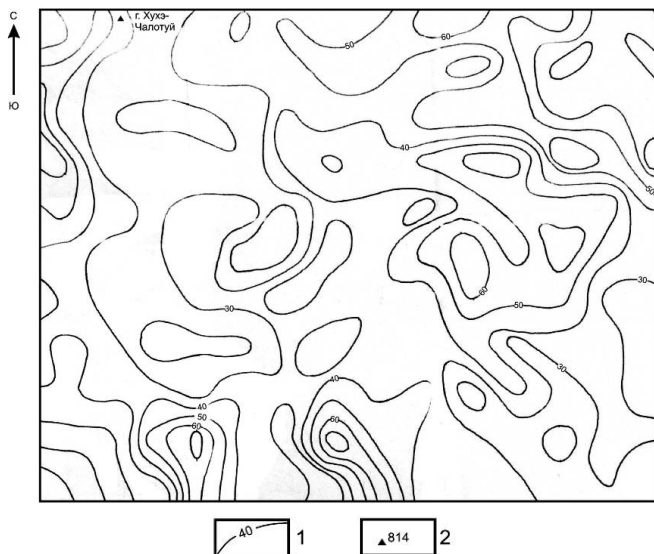


Рис. 37. Фрагмент картосхемы плотности линеаментов

1 — изолинии равной плотности; 2 — отметки абсолютных высот

Наибольшей плотностью линеаментов (более 12 км/км²) характеризуются юго-восточная и северо-западная части участка Спокойный, северо-западная часть участка Барун-Килькинда, левобережье пади Улан-Булак, центральная часть участка Барун-Убжигой, водораздельная поверхность между падами Дылбырхей и Барун-Убжигой, Зун-Убжигой и Дунду-Убжигой.

Необходимо обратить внимание на аномальные рисунки невысоких значений плотности линеаментов, расположенных в центральной части фрагмента картосхемы (центральные поля). Они напоминают изометрично-концентрические фигуры и могут быть объяснены близким залеганием поверхности штоков.

Таким образом, в процессе доисследования территории рудного поля, где методы традиционных поисков не дают решающего прорывного результата, весьма целесообразно расширить их арсенал за счет структурно-геоморфологических и дистанционных методов согласно предлагаемой методике.

2.2.15. Составление и анализ важнейших аналитических морфометрических карт и схем

Картосхема аномальных уклонов тальвегов долин строится по топографической основе масштаба 1:25 000. Методика построения состоит из операций, описанных в соответствующем разделе выше. Результат ее применения заключается в нижеследующем.

Больше всего тальвегов с аномально положительными уклонами было выявлено в пределах Орловского и Тымон-Худульского поднятий. Обычно они локализуются в осевых частях морфоблоков и отвечают локальным поднятиям, фиксируемым по картам базисных и вершинных поверхностей.

Аномально положительные уклоны тальвегов отмечаются в Наринской зоне, у Спокойнинского и Орловского месторождений, в верховьях пади Шалун-Кунды, в районе гравиметрических аномалий в центральных частях участка Барун-Убжигой. В юго-восточной части рудного поля они почти полностью отсутствуют.

По-видимому, это связано с явлением криптоморфизма. Ряд тальвегов с аномальными уклонами соответствует линейным северо-западным группировкам ГСЦГ¹ в юго-западной части площади.

Таким образом, тальвеги с аномальными уклонами пространственно совпадают с уже выявленными структурно-геоморфологическими неоднородностями и формируют контур или поле малых структурных форм над «всплывающим» гранитным массивом.

Картосхема тектоморфоизогипс строится также по топооснове масштаба 1:25 000. Методика построения карт тектоморфоизогипс достаточно подробно описана Л. Б. Аристарховой (1970) и в данном разделе не рассматривается.

Рисунок тектоморфоизогипс отражает сводообразную структуру Хангилай-Шилинского поднятия и ее северо-восточную ориентировку. Вся основная редкометалльная минерализация приурочена к трем локальным поднятиям, пространственно совпадающим с Хухэ-Чалотуйским, Хухэ-Шилинским и Спокойнинским штоками. Тектоморфоизогипсы особенно отчетливо фиксируют известные рудоносные Спокойнинский и Хухэ-Чалотуйский штоки. Хухэ-Шилинский шток более эродирован и, видимо, в настоящее время испытывает менее интенсивные поднятия. Большинство локальных поднятий отвечают наиболее раздробленным участкам с максимумом плотности линеаментов.

Картосхема базисной поверхности строится по методике, предложенной В. П. Философовым (1975). Учитывались только водотоки III и более высоких порядков, как наиболее полно отражающие план главных новейших структурных форм и почти не чувствительных к локальным мелким структурам новейшего этапа (см. рис. 11).

Изобазиты хорошо фиксируют Хангилай-Шилинское сводовое поднятие² и ряд отходящих от него структурных выступов. Северо-западные линейные зоны трещиноватости и сгущений линеаментов совпадают с валлообразными поднятиями, пересекающими сводо-

¹ Геоморфологическая криптоморфная структурная форма центрального типа.

² Все островное сводовое поднятие.

вую геоморфологическую структуру. Менее контрастно, чем на карте вершинной поверхности, проявлены Орцигское и Шилинское поднятия; ряд других вообще не фиксируется. Скорее всего, эти структуры на новейшем этапе менее активны, чем в позднем мезозое, палеогене и неогене. Базисные поверхности, в отличие от вершинных, более чувствительны к новейшим тектоническим движениям и отражают более молодые структурные формы. Сопоставление планов морфоизогипс и изобазит говорит о большом их сходстве, что не противоречит положению об унаследованном развитии структур Восточного Забайкалья. Размещение месторождений полезных ископаемых имеет прямую связь с размещением локальных базисных поднятий.

Картосхема вершинной поверхности строится также по методике, предложенной В. П. Философовым (1975), и отражает план (но не амплитуды) новейших тектонических структур (см. рис. 10). Анализ карты, построенной, как и большинство других морфометрических материалов, по топографической основе масштаба 1:25 000, позволяет сделать следующие выводы о новейшей тектонике рудного поля:

а) выявляется крупная сводовая геоморфологическая структура хребта Хангилай-Шили, имеющая северо-восточное простирание;

б) в осевой части свода выделяются крупные овалообразные куполовидные структуры второго порядка (Орловская, Тымон-Худульская, Шилинско-Спокойнинская, Хара-Угунская, Орцигская, Зун-Убжигойская) с амплитудой более 50–60 м, с которыми связаны выходы гранитоидов и главные рудные объекты;

в) отмечается масса локальных аномалий (выступов) с амплитудой менее 50–60 м;

г) по линейным зонам сгущения морфоизогипс (градиентам) намечается ряд крупных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, разбивающих сводовое поднятие на ряд крупных морфоблоков;

д) юго-восточная часть района, ограниченная крупными диагональными нарушениями, согласными с простиранием свода, характеризуется слабоконтрастными малоамплитудными структурами;

е) линейная зона высоких значений градиентов морфоизогипс вдоль правобережья р. Ага указывает на наличие крупного разлома, обрамляющего сводовое поднятие с северо-запада;

ж) линейная меридиональная зона локальных уступов по левобережью Барун-Килькинды, возможно, связана с древним разломом, по которому в триасе происходило внедрение габбро-диоритов и который активно продолжает развиваться и сегодня;

з) выявляется звездообразное размещение цепочек локальных поднятий относительно наиболее крупного Орловского воздымания.

Картосхема вертикального расчленения рельефа составляется по общепринятой методике А. И. Спиридонова (1985), проиллюстрированной на рис. 6. В результате анализа картосхемы выделилась зональная структура дизъюнктивных нарушений и геоморфологических аномалий. Одна из зон с аномальными значениями коэффициента вертикального расчленения рельефа расположена в юго-западной части рудного поля и протягивается от района пос. Дылбырхей до устьев падей Тымон-Худула и Барун-Худула.

Другая зона, субширотная, вытянута по крайней западной части площади до верховьев пади Зун-Убжигой. Отдельные локальные участки аномального вертикального расчленения расположены в северной части участка Барун-Убжигой, ряд аномалий совпадает с Наринской зоной. Отдельные аномальные участки находятся в верховьях падей Чалотуй и на правом борту пади Хурай-Хилы. В юго-восточной части рудного поля они не отмечаются. Основная масса месторождений и рудопроявлений совпадает с участками максимальных значений коэффициента вертикального расчленения рельефа, на основании чего этот морфометрический параметр мы считаем рудоиндикационным.

Картосхема горизонтального расчленения рельефа строится тоже по методике, предложенной А. И. Спиридоновым (1985) (см. рис. 7). Наибольшая горизонтальная расчлененность выявилась в пределах западной и юго-западной частей площади. Небольшие максимумы отмечаются в юго-восточной части участка Барун-Убжигой, на площадях, расположенных северо-западнее пади Хурай-Хила, и в некоторых других местах.

Четких коррелятивных связей между расположением максимумов горизонтальной расчлененности рельефа и размещением редкометалльной минерализации не наблюдается. В связи с этим самостоятельного значения для анализа структурно-геоморфологических особенностей рудного поля и корреляции их с новейшей тектоникой данная карта не имеет, но может использоваться как дополнительная при построении карты совмещенного коэффициента расчленения и ряда других морфометрических материалов.

Картосхема суммарного коэффициента расчленения рельефа строится по методике Э. Л. Якименко (1970) (см. рис. 9) и отражает план новейших тектонических структур. За аномальные принимаются участки со значением коэффициента более 300. Эти участки расположены в западной части площади и связаны с наиболее поднятыми морфоблоками. Аномальной суммарной расчлененностью, следовательно, и активностью в кайнозойе характеризуются участки в районе горы Хухэ-Чалотуй и к югу от него, а также в районе Шилинского и Спокойнинского массивов. Значительные по площади, аномально расчлененные участки отмечены в юго-западной части исследуемого района, где они связаны с северо-западными ослабленными зонами. Отдельные локальные аномалии отображают участки с повышенной новейшей тектонической активностью. Они фиксируются к востоку и северо-востоку от месторождения Спокойного. В юго-восточной части рудного поля участки аномально-го расчленения не отмечены.

Таким образом, наибольшая тектоническая активность характерна для полосы, начинающейся от района пос. Дылбырхей и продолжающейся к северо-западу до устьев сухих падей Тымон-Худул и Барун-Худул. Эту полосу активности пересекает другая, менее контрастная, субширотная, начинающаяся от верховьев пади Хара-Угун и протягивающаяся до верховьев пади Хурай-Хила. Известные месторождения и рудопроявления характеризуются повышенными значениями суммарного коэффициента расчленения.

2.2.16. Методика построения и описание карт мощностей рыхлых отложений масштаба 1:10 000

Карта создается с использованием материалов геоморфологической съемки и данных бурения. Она строится для получения наглядной картины при составлении стратегии поисковых работ, а также для установления особенностей распространения вторичных ореолов рассеивания рудных минералов, используемых при поисках коренных месторождений. При построении карты проводились изопахиты 1, 2, 4, 8 и 12 м. Данная карта может быть использована при введении поправок в процессе анализа гравиметрических материалов, а также при разбраковке площадей под литогеохимическую съемку и интерпретации ее результатов (рис. 38).

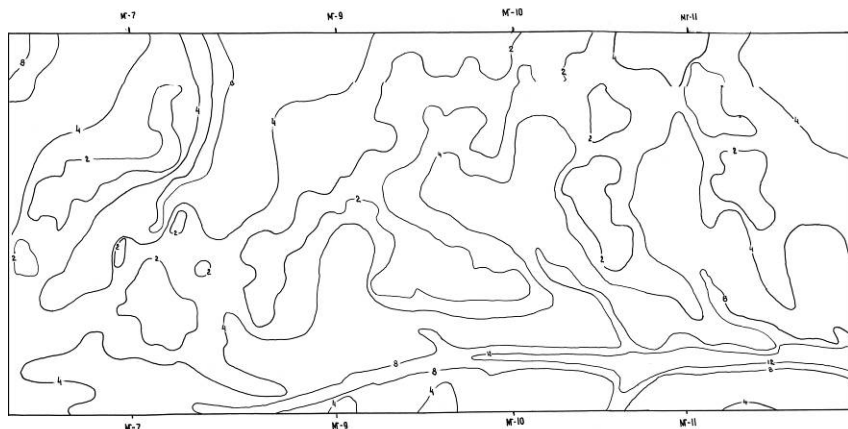


Рис. 38. Фрагмент карты мощностей рыхлых отложений масштаба 1:10 000 (с фотоуменьшением размера картинки).
Изолинии равных мощностей проведены через 1, 2, 4, 8 и 12 м

Данная карта была построена только на участки Спокойный, Барун-Убжигой и Барун-Килькинда (северо-западная часть площади). В ходе построения использовались карты вторичных литогео-

химических ореолов, мощностей рыхлых отложений и геоморфологические карты.

Выделялись днища структурно-денудационных долин, в пределах которых вскрытие вторичных литогеохимических ореолов с целью выявления минерализованных зон бесперспективно. Открытые ореолы рассеяния здесь, как правило, оторванные, а их источники могут находиться в любой точке водосбора. Вторичные солевые ореолы, безусловно, тоже формируются, но они не связаны с редкометалльной минерализацией, ассоциирующей с верхним ярусом рельефа. Погребенные (оторванные, дефлюкционные) механические ореолы в пределах долин могут выводиться на поверхность мерзлотными процессами.

Для склонового комплекса форм рельефа в данном районе характерна повышенная мощность рыхлых отложений (2–8 м). Основным склоновым процессом является крип, в результате которого формируются ореолы закрытого типа. С другой стороны, могут образовываться и ореолы открытого типа при плоскостном делювиальном смыве. Закрытые ореолы могут выводиться на поверхность как мерзлотными процессами, так и эрозией (овраги и промоины в нижних частях склонов). Переход закрытых ореолов в открытые может происходить у положительных перегибов склонов, связанных с выходами коренных пород.

Отбор литогеохимических проб обычно осуществляется с поверхности, поэтому выявленные ореолы в большинстве своем относятся к типу открытых. Для учета повышенной мощности рыхлых отложений в средних и нижних частях склонов в наиболее перспективных участках рекомендуется провести глубинный отбор проб с целью определения представительных горизонтов.

Для увеличения эффективности геохимических поисков с учетом зональных физико-географических условий предлагаются следующие рекомендации:

а) до начала отбора литогеохимических проб необходимо проведение работ по районированию площади по ландшафтно-геоморфологическим условиям;

б) проводить отбор проб в пределах структурно-денудационных долин нецелесообразно;

в) в процессе компьютерной обработки литогеохимической информации группировать выборки проб с целью расчета фоновых и аномальных содержаний необходимо по участкам с конкретными геоморфологическими и ландшафтными условиями;

г) в средних и нижних частях пологих дефлюкционных склонов, где мощности рыхлых отложений достигают 3–8 м, необходимо проводить глубинный отбор проб.

На карте геоморфологической интерпретации были оконтурены участки с мощностью рыхлых отложений до 2 м и с литогеохимическими ореолами рассеяния, а также вышележащие участки, с которых они могли переместиться. Эти площади интерпретируются как перспективные на вскрытие минерализованных зон, являвшихся источником появления вторичных литогеохимических ореолов рассеяния. Здесь, в наиболее благоприятных по комплексу факторов местах, могут отмечаться локальные участки, перспективные для горных работ (линии шурфов и канавы).

Большая часть ореолов рассеяния, расположенных в склоновом ярусе рельефа, малоперспективна для вскрытия в пределах их контуров минерализованных зон. Здесь, на участках с наиболее контрастными ореолами-индикаторами редкометалльного оруденения, рекомендуется проведение опытно-методического отбора проб с целью окончательной оценки перспективности этих аномалий. Наиболее контрастные литогеохимические аномалии располагаются вблизи выхода на поверхность небольших окон гранитоидов.

2.2.17. Геоморфологическое прогнозирование

Методика прогнозирования предусматривает следующий порядок работы:

а) выявление кольцевых линеаментов по аэрофотоматериалам, топокартам и интерпретацию материалов крупномасштабного геоморфологического картографирования;

б) выявление локальных мезозой-кайнозойских поднятий (построение и анализ карт тектоморфоизогипс, вершинных и базисных поверхностей, аномальных уклонов тальвегов долин и др.);

в) выявление участков аномального эрозионно-денудационного расчленения рельефа по данным анализа карт вертикального, горизонтального и суммарного коэффициентов расчленения рельефа;

г) выявление других рудоиндикационных элементов рельефа: по топокартам и материалам геоморфологической съемки — куполообразных и конусовидных вершин, возвышающихся над водоразделами; по картам плотности линеаментов — участков сгущений последних;

д) корреляционный анализ геоморфологических материалов с картой полезных ископаемых, данными геологии, геофизики, геохимии с выявлением рудоконтролирующих и рудоиндикационных геоморфологических структур, отдельных сочетаний их элементов;

е) построение схем геоморфологической интерпретации вторичных литогеохимических ореолов рассеяния;

ж) построение карты качественного факторного прогноза по геоморфологическим данным, выдача рекомендаций на проведение дальнейших поисково-разведочных работ, классифицирование площадей по степени перспективности, проектирование горных выработок (шурфов, канав, скважин).

2.2.18. Совместный анализ материалов геоморфологии, геохимии, геологии, геофизики

В связи с вопросами прогнозирования встает проблема геоморфологической интерпретации геофизических аномалий (магнитных, гравиметрических, геоэлектрических и др.). Не секрет, что на многих аномальных участках геологоразведочными работами все же не удается обнаружить месторождений и рудопроявлений. Поэтому путем установления геоморфологических различий между эталонными аномалиями с месторождениями и без них можно осуществлять отбраковку бесперспективных участков. Решение этой задачи позволило бы сэкономить материальные средства, затрачиваемые на вскрытие аномалий, которые по тем или иным причинам являются безрудными.

По структурно-геоморфологическим условиям месторождения Орловское, Спокойное и другие имеют некоторые различия. Это заставляет строить прогнозные модели, опираясь на особенности каждого из них. Но у них есть и общие закономерности. К ним относится смещение оси водораздельной линии от оси скрытой интрузии на 2 км к северу. Это объясняется тем, что процессы денудации субстрата, бронирующего интрузию на южных склонах массива, в сухостепных условиях происходят более интенсивно, чем на северных. Эта особенность, несомненно, должна учитываться при построении прогнозных схем.

Вместе с тем общим для всех участков месторождений и рудопроявлений рудного поля является следующее. Наблюдаемые линии сгущения центроzonальных структурных форм совпадают с уступами в теле интрузии, а сами структурные формы пространственно совпадают с отрицательными значениями силы тяжести, повышенной напряженностью магнитного поля (50 нТл) и геоэлектросопротивления (300 ом/м, метод СГ-ВП). Высокая степень корреляции наблюдается между пространственными границами геохимических и геоморфологических аномалий. Все рудные объекты расположены в пределах эпицентральных частей центроzonальных структурных форм или линий их сгущения. Геоморфологические данные свидетельствуют о том, что тело основного выступа гранитов, с которым связаны штоки, находится в 600–800 м к северо-востоку от месторождения Орловского, расположенного в северо-западном углу рудного поля. Дайки лампрофиров, аплитов, кварцевые жилы и другие особенности геологической структуры субстрата тяготеют к внутренним частям центроzonальных структурных форм.

Факторы качественного прогнозирования. Основой для построения прогнозной карты является карта рудоиндикационных структур и элементов рельефа. На данную прогнозную карту выносятся все контрастные центроzonальные структурные формы, контуры отрицательных гравиметрических аномалий, известные месторождения, рудопроявления и контуры геоморфологических аномалий. В результате анализа таких карт установлено, что наи-

большее значение в размещении известной минерализации играют узлы пересечения север-северо-западных, субширотных и субмеридиональных зон сгущения ГСЦТ с таковыми же, радиально расходящимися от Орловской формы вздутия поверхности. Все они тоже выносятся на прогнозную карту как наиболее важные рудоиндикационные элементы строения земной поверхности. Рудоиндикационная роль радиальных линий связана, очевидно, с их возникновением в период внедрения и становления Хухэ-Чалотуйского массива в позднем мезозое. Данный этап прогнозирования отображен на рис. 39А.

Количественное и итоговое прогнозирование. Итогом всех проведенных работ является составление прогнозных карт по результатам количественной и качественной обработки геоморфологической информации. Теория прогнозирования основана на распознавании образцов эталонов в конкретных прогнозных объектах. Для количественного выражения степени близости прогнозируемого объекта к эталонному необходимо знать «вес» каждого геоморфологического признака по отношению к эталону.

Последовательность операций производится в следующем порядке:

- а) оконтуривание площади, подлежащей оценке;
- б) определение эталонных объектов;
- в) разбивка площади на равновеликие квадраты, производство их нумерации;
- г) формулировка и нумерация информационных геоморфологических признаков в виде специальных таблиц;
- д) составление таблицы, в которой строки соответствуют номерам квадратов, а столбцы — признакам; в каждой ячейке таблицы проставляется значение признака;
- е) на основе данных, содержащихся в таблице, производятся расчеты по соответствующей программе;
- ж) полученные значения цифрового материала после обработки заносятся в соответствующие квадраты площади;
- з) результатом обработки является получение изолинейной поверхности значений сходств с эталоном (см. рис. 40–42).

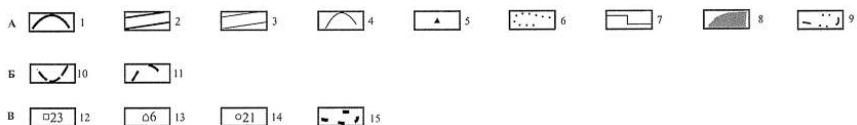
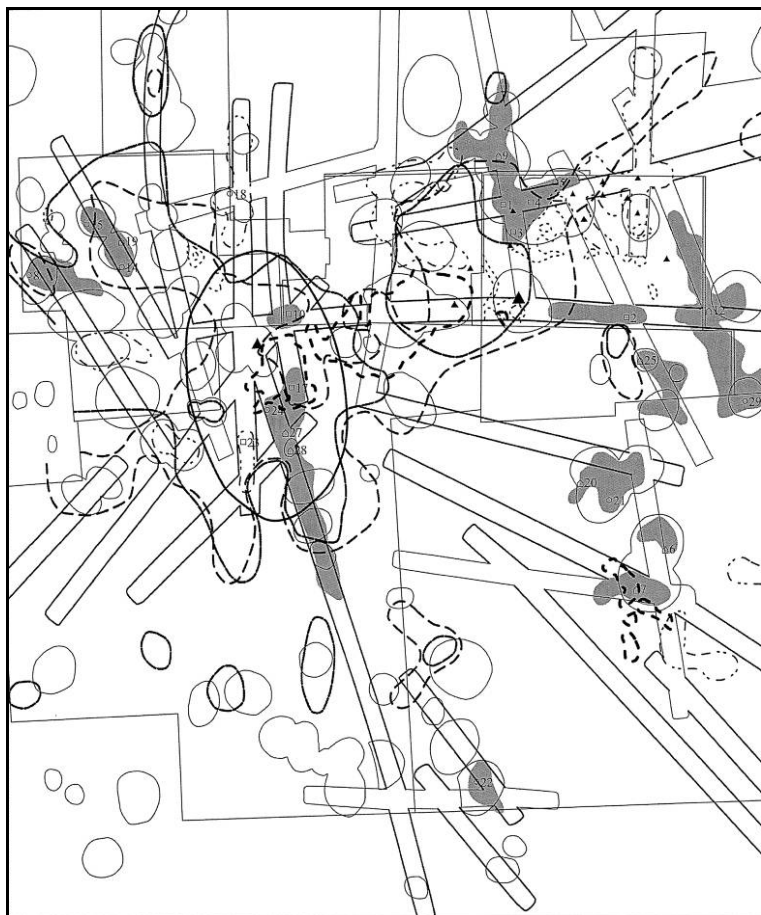


Рис. 39. Сводная схема прогнозирования редкометалльного оруденения Орловско-Спокойнинского рудного поля

А. Металлогенические зоны, выделенные по данным качественных методов прогнозирования: 1 — границы Орловской геоморфологической

структуры; 2 — линейно ориентированные зоны сгущения центрональных структурных форм; 3 — линейно ориентированные зоны трещиноватости северо-северо-западной и ортогональной систем; 4 — узлы центрональных структурных форм; 5 — месторождения и рудопроявления; 6 — контуры гравиметрических отрицательных аномалий, соответствующих продуктивным гранитоидам; 7 — границы съемочных участков; 8 — границы участков и их номера, перспективных на обнаружение редкометалльной минерализации и рекомендуемых для производства разведочных работ; 9 — границы участков, рекомендуемых для детальной разведки. Б. Перспективные участки, выделенные по данным количественных методов прогнозирования: 10 — по эталону месторождения Орловское; 11 — по эталону месторождения Спокойное. В. Прогнозируемые поисково-разведочные скважины и их номера: 12 — первоочередные; 13 — второй очереди; 14 — третьей очереди; 15 — контуры автохтонных гранитоидных массивов кукульбейского комплекса позднего мезозоя

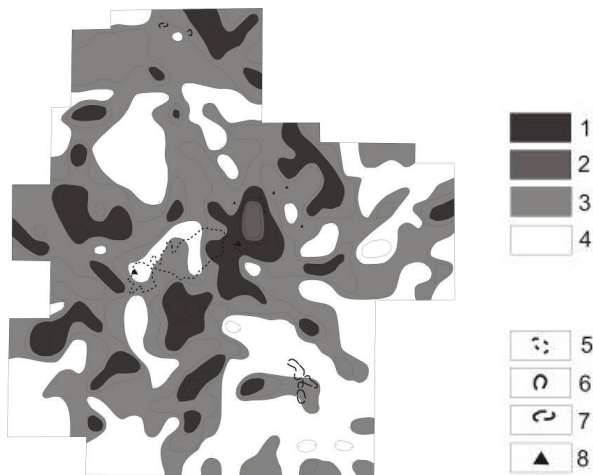


Рис. 40. Картограмма количественного металлогенического прогнозирования по эталону месторождения, вскрытого скважинами 22 и 23

Участки с относительной близостью к эталону: 1 — >90%; 2 — 70–90%; 3 — 60–70%; 4 — <60%. Контуры полей гранитоидов кукульбейского комплекса: 5 — мелко-среднезернистые мусковитовые двуслюдистые амазонитовые; 6 — гранит-порфиры; 7 — гранодиориты; 8 — месторождения и рудопроявления. Изолинии проведены через 5%

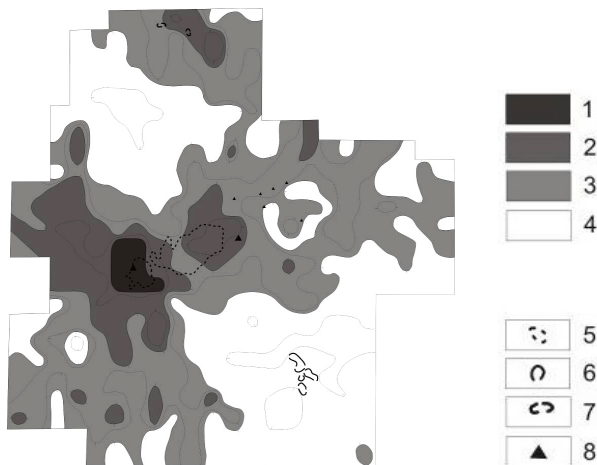


Рис. 41. Картограмма количественного металлогенического прогнозирования по эталону месторождения Орловское

Участки с относительной близостью к эталону: 1 — 100%; 2 — 90–100%; 3 — 80–90%; 4 — <80%; 5–8 — то же, что и на рис. 40



Рис. 42. Картограмма количественного металлогенического прогнозирования по эталону месторождения Спокойное

Участки с относительной близостью к эталону: 1 — >90%; 2 — 80–90%; 3 — 70–80%; 4 — <70%; 5–8 — то же, что и на рис. 40

В результате анализа карт, построенных по разным эталонным участкам, и их сравнения между собой вероятность обнаружения месторождений будет возрастать. Корреляция тоже станет представительнее с увеличением абсолютной высоты поверхности свода, плотности центральных линеаментов, вертикальной расчлененности рельефа и с уменьшением плотности ориентированных линеаментов с азимутальными значениями 0–45 и 270–315°. Из рудоиндикационных элементов рельефа особого внимания заслуживают локальные базисные поднятия, линейные зоны сгущения криптоморфных ГСЦТ и узлы их пересечения, массивные купольные вершины центральных частей купольно-кольцевых морфоструктур (см. рис. 39Б).

В ходе составления итоговой прогнозной картосхемы были выделены 13 перспективных участков и 10 скважин первой очередности в их пределах, где целесообразно произвести детальные геолого-разведочные работы, ряд скважин второй и третьей очередности. Эти участки отвечают местам пространственного наложения ГСЦТ, линейных зон их сгущения, узлов пересечения этих зон с геохимическими и гравиметрическими аномалиями. Картосхема с этими данными прогнозирования представлена на рис. 39В. Слабым звеном предлагаемой методики является неразработанность аргументации критериев глубин, до которых надо производить бурение в каждом конкретном случае. Но, учитывая фактор чувствительности геоморфологической инфраструктуры лишь к близповерхностным штокам, эта слабость не имеет принципиального значения.

Таким образом, в процессе доисследования территории рудного поля, где методы традиционных поисков не дают решающего прорывного результата, весьма целесообразно расширить их арсенал за счет геоморфологических и дистанционных методов.

Инфраструктурные проявления в рельефе глубинных рудоносных тел включают широкий спектр структурно-геоморфологических образований: от ярко проявленных купольных морфоструктур до типичных криптоморфных со всеми переходными формами между ними.

Определен рациональный набор специализированных приемов геоморфологических исследований, порядок их применения и место в комплексе поисково-разведочных геолого-геофизических работ. Методика совместного моделирования рудоперспективных площадей и точек проводится в три этапа: а) выполнение качественного моделирования на основе индикационных признаков глубинной инфраструктуры; б) осуществление количественного моделирования по индикационным типам известных месторождений; в) анализ всех результатов и представление прогнозной картосхемы.

Наиболее значительные промышленные концентрации руд редких металлов могут локализоваться лишь на оконтуренных площадях (см. рис. 39). Проведенный совместный анализ геологических, геофизических, геохимических и геоморфологических материалов позволил на качественной и количественной основе выявить тринадцать рудоперспективных участков и локализовать точки заложения десяти первоочередных скважин.

2.3. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ РУДОНОСНЫХ ТЕЛ ЭТАПОВ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ ПЛАТФОРМЕННЫХ ПЛИТ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТИЦКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Данный вопрос обычно имеет конкретное решение. Поэтому, как и в предыдущем случае, нам целесообразно на конкретном примере рассмотреть решение прогнозной задачи при выделении тел трубчатого типа, опираясь на материал Золотицкого рудного поля, расположенного на Зимнем берегу Белого моря Русской плиты Восточно-Европейской платформы.

Рассматриваемому вопросу посвящены обширная литература и многочисленные фондовые исследования. Они широко известны и касаются в основном методов геолого-геофизического блока. Мы же хотим акцентировать внимание преимущественно на данных

индикационного дешифрирования криptomорфных ореольных геоморфологических структурных форм и показать эффективность прогнозирования, опираясь на биогеохимические данные.

Известно, что не все тела трубчатого типа на плитах древних платформ отображаются на материалах аэромагнитной съемки. Целый ряд потенциально рудоносных структур остается невыявленным. В то же время методы аналогового дешифрирования съемок высокого пространственного разрешения позволяют их обнаружить по ореольным, еле заметным геоморфологическим структурам, возникающим в результате просадок тяжелых щелочно-базальтоидных пород, слагающих тела трубчатого типа, в среде более легких пород субстрата.

2.3.1. Задачи и методы их решения

В процессе работы ставятся и решаются следующие геологические задачи. На основании находок ранее неизвестных органических остатков в обнажениях красноцветных терских песчаников на рр. Кице и Юлице на юге Кольского полуострова *определяется стратиграфическое положение кимберлитового магматизма*. Оно оценивается как последевонское [23]. Рвущие девон трубки взрыва оказались заведомо палеозойскими, но не рифейскими, как считалось раньше. Производится идентификация с трубками Зимнего берега, где они стратиграфически определены как средне-верхнекарбонные. Одновременно с этим проводится сопоставление вещества трубок взрыва обеих территорий с вмещающими породами, определяется абсолютный возраст.

В процессе дешифрирования аэрофотосъемочных, радиолокационных и космических материалов высокого пространственного разрешения на обеих территориях было обнаружено множество ореольных структур. На основе статистической выборки *составляется таблица индикаторных признаков и проводится классификация признакового поля по степени перспективности продуктивных тел*. Эталонными явились установленные бурением интрузивные тела. Наиболее перспективные из ореольных структур подверга-

ются биогеохимическому изучению по известной методике А. Б. Лобановой [13]. Данная методика основана на анализе мультипликативных кривых распределения ионов тяжелых минералов-спутников алмазов, полученных на основе биогеохимического анализа растительности над ореольными формами рельефа. По степени представительности данных оценивается степень перспективности исследуемой глубинной структуры.

По данным дешифрирования обзорных снимков выявляется система контролирующих линейных элементов, проводится их геодинамический анализ, изучается система рудоконтролирующих разрывных нарушений и устанавливаются разломы рифтогенного типа, контролирующие трубки взрыва, дайки, более крупные тела щелочно-базальтоидного магматизма. Изучается приуроченность интрузивных тел к узлам пересечения рифтогенных разломов и менее глубинным их аналогам. Устанавливается их функциональная связь.

Анализ закономерного распределения ореольных структур и выявленных трубок взрыва позволяет реконструировать положение глубинных магматических камер. Поиски аналогов подобных структурных композиций позволяют локализовать площади поисков тел трубчатого типа в пределах всей Восточно-Европейской платформы. Рассмотрим все это более подробно.

2.3.2. Индикаторы трубок взрыва на аэрокосмических материалах высокого пространственного разрешения

На первом этапе проводилось экспериментальное дешифрирование аэроснимков крупных масштабов, в площади которых впоследствии было выявлено несколько продуктивных трубок взрыва. Затем, опираясь на полученные индикаторы, было обнаружено большое количество фотообъектов центрально-зональной геометрии, среди которых нашли выражение все тела трубчатого типа, выделенные к тому времени по данным магнитометрии и бу-

рения. Независимость проведенных исследований от геофизических работ, а также высокая сходимость результатов обоих методов позволили с уверенностью судить о перспективности их комплексного использования, тем более хорошо известно, что не все трубки взрыва формируют на поверхности магнитные аномалии. В результате длительных исследований были сформулированы десять признаков дешифрирования трубок взрыва на аэрофотоснимках и космоснимках высокого пространственного разрешения применительно к условиям Восточно-Европейской платформы и к содержанию поставленной задачи. В прилагаемой таблице и рис. 43 даются следующая классификация и внешний вид этих признаков:

- 1) наличие кольцевой фигуры и ее размеры;
- 2) парность центрозоновых фигур (восьмерка);
- 3) сдвоенность колец;
- 4) понижение в рельефе;
- 5) приуроченность фигуры к локальному повышению;
- 6) обтекание контура тела водотоками;
- 7) расположение болот внутри контура;
- 8) степень сомкнутости растительного покрова, подчеркивающего контур;
- 9) характер сопряжения разломов с аномальными объектами изображения в виде утыкания в контур или его огибания;
- 10) аномальная контрастность тона.

На эталонных объектах перспективных структур наблюдается в основном до шести признаков в различных сочетаниях. Определяющими же являются только два — шестой и десятый. Они наиболее значимы и характерны для алмазонасных трубок. При написании программы распознавания образов и выделении контрастных объектов именно эти два признака составляют основу автоматизированного поиска погребенных трубок взрыва на Восточно-Европейской платформе.

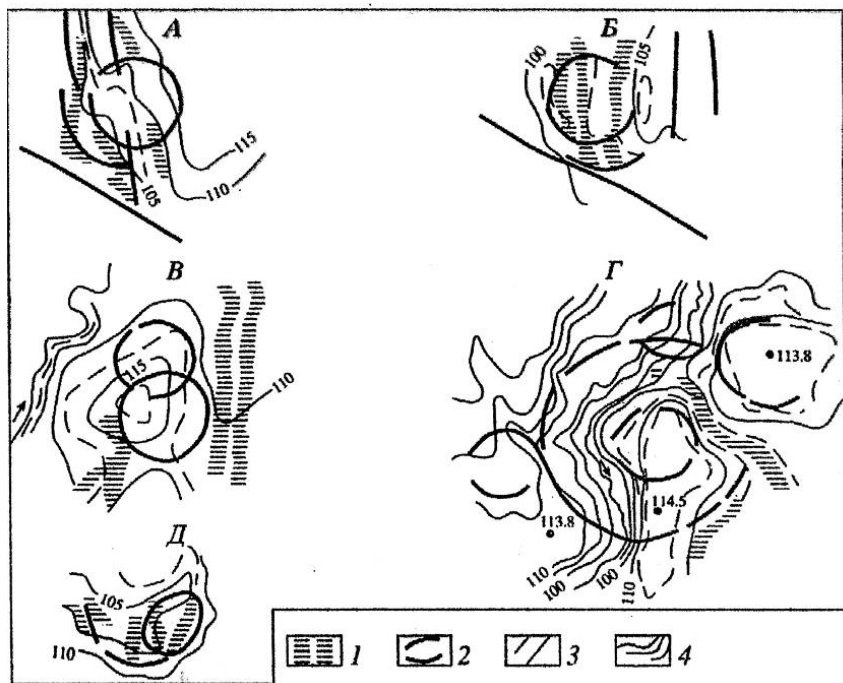


Рис. 43. Индикационные признаки ореольных структурных форм
(по Д. В. Лопатину, 2001 [22])

А–Д — сочетание индикационных признаков: А — 1–4 и 7–9; Б — 1–3 и 6–8; В — 3, 4, 7, 8; Г — 2–5, 7, 8; Д — 3, 4, 6–8; 1–4 — ландшафтные индикаторы: 1 — лесные массивы; 2 — кольцевые тонометрические аномалии; 3 — линейменты или линейные тонометрические аномалии; 4 — изолинии рельефа с абсолютными значениями высот

**Признаки аномальных фотоизображений
на трубках взрыва Золотицкого поля**

Группа признаков	Геометрическая			Ландшафтная			Совокупных гидрографических и геоботанических	Геоботаническая	Структурная	Фотографическая
	Наличие кольцевой фигуры, ее диаметр	Парность фигур (восьмерка)	Сдвоенность (кольцо)	Понижение по контуру фигуры	Приуроченность фигуры к локальной поверхности	Обтекание контура тела волнами				
Признаки, объекты и глубина их залегания							Расположены в пределах болот, подчёркиваются болотной растительностью	Степень сомкнутости лесного покрова, подчёркивает контур	Характер сопряг. разломов с аномалиями, объектами, уткание, описание	Аномалия контрастного тона
А/Приморская, 39 м	420 м	-	+	+	+	-		+	+	+
Б/Карпнская, 39 м	400 м	+	-	+	+	-		+	-	+
В/Шочинская, 86 м	450 м	-	+	+	-	+		-	-	+
Г/Ломоносовская, 54 м	550–600 м	+	+	+	+	частично		-	-	+
Д/Тионерская, ≈100 м	350–1 000 м	-	-	+	+	-		+	-	+
Е/Кольцовская, 17 м	940–360 м	+	+	+	+	+		+	-	+

2.3.3. Индикаторы трубок взрыва на радиолокационных изображениях масштаба 1:90 000

Практический опыт поисков трубок взрыва с использованием радиолокационных материалов масштаба 1:90 000 показал свою перспективность при изучении территорий в условиях приполярных природных зон ландшафта Зимнего берега Белого моря. С помощью этой основы удалось выявить индикаторы трубок среднего и крупного размера с диаметром на поверхности снимка от 2 до 15 мм и больше, а также глубинные рудоконтролирующие очаговые структуры. При этом диаметр ореольных образований на поверхности может быть гораздо больше геологических тел.

Структуры трубчатого типа в радиолокационном изображении местности выделяются через формы экзогенного рельефа, которые проявляются посредством яркостных контрастов. Последние же наиболее сильно реагируют на степень увлажненности поверхности, связанной с особенностями гидрологического и гидрогеологического режимов, газобиохимического обмена в зонах повышенной трещиноватости и проницаемости горных пород.

Радиолокационные аномалии, имитирующие тела трубчатого типа в пределах Балтийского, Канадского, Гренландского и Бразильского щитов имеют пять морфологических, или фототиповых, разновидностей строения: 1 — радиально-лучистое; 2 — зонально-концентрическое; 3 — контрастное рельефное внутри неконформного комплекса форм; 4 — лепешковидное (ортогональные аномалии в тоновом контрасте); 5 — с выпуклой осветленной поверхностью внутри идеального фототонного кольца.

Строение изображения *первого типа* обусловлено радиально расходящимися положительными формами водноледникового происхождения, приуроченными, как правило, к зонам линеаментов.

Аномалии *второго типа* имеют зональное концентрическое строение, подчеркивающееся чередованием фототонов различной интенсивности. Внутренняя часть изображения тел обычно плоская, слабоогнутая с резко очерченными краями. Тела выделяются по более темному фототону, создающему видимость вогнутой по-

верхности. Четкость контуров на радиолокационном изображении обусловлена чередованием элементов, обусловленных повышениями или понижениями в рельефе.

Аномалии *третьего типа*, характеризующиеся контрастно-рельефным изображением внутри контура (неконформного последнему), имеют одиночный концентр. На местности он представлен ложбинами, одним или группой камов. Генетическая связь с трубочными телами отсутствует.

К аномалиям *четвертого типа* относятся слабовыпуклые лепешковидные контрастные аномалии, выделяющиеся по фототону. Внутри контура фототон заметно осветлен. Он постепенно темнеет от центра к периферии. Внешний контур аномалии нечеткий и связан с кочковатым низинным болотом. Кочкарник здесь определяет диффузное рассеяние фототона, дающее осветление в поле контура. Прямой связи между аномалиями такого типа и диаметрами трубок не наблюдается, хотя и соответствие не исключено.

Пятый тип радиолокационных аномалий обладает зонально-концентрическим строением и обусловлен заметной выпуклой осветленной срединной частью круглой формы и темной полосой его обрамления. В ландшафте они представлены одиночными холмами с узкой полосой периферических болотных понижений низинного типа. Этот тип конформен контуру самих трубок взрыва.

Первые два типа и пятый отличаются наибольшей степенью корреляции с телами трубочного типа, так как морфология рисунка радиолокационного изображения наиболее близка к элементам структуры тел. Наличие центрзональной геометрии является характерным признаком диатрем. Второй тип наиболее часто встречается в регионе. Он соответствует практически всем выделенным трубкам взрыва. Это обстоятельство позволяет использовать его в качестве определяющего.

Кроме перечисленных типов индикаторов, была выделена целая группа аномалий, имеющих отчетливо концентрическое строение, но характеризующихся очень малыми размерами. Вследствие этих обстоятельств их не удалось типизировать. На рис. 44 представлены все ореольные структурные формы, выделенные по аэрофотоснимкам (АФС) (А) и радиолокационным снимкам (РЛС) (Б).

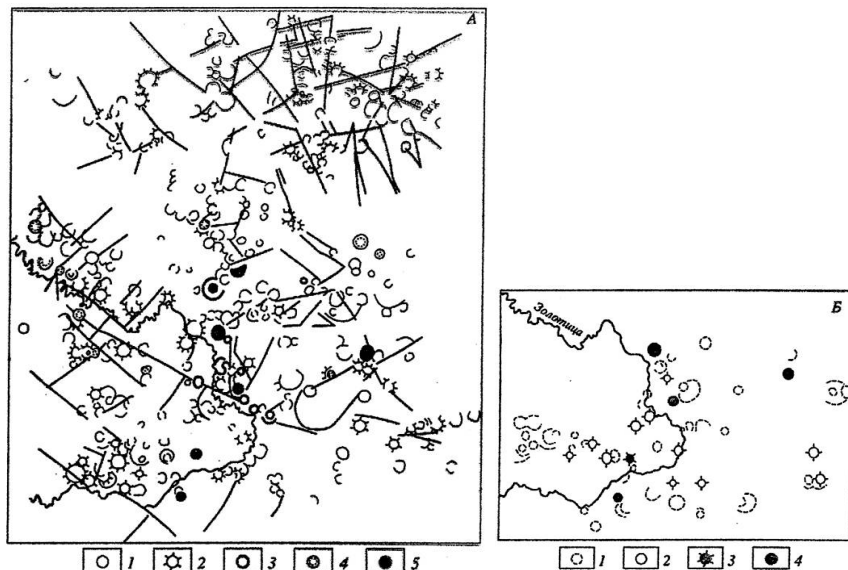


Рис. 44. Схемы выявленных аномальных изображений по АФС (А) и РЛС (Б) (по Д. В. Лопатину, 2001 [22])

А: 1 — наименее перспективные; 2 — среднеперспективные, 3 — наиболее перспективные; 4 — подтвержденные геофизическими методами; 5 — подтвержденные бурением. Б: 1 — точечные аномалии РЛС; 2 — подтвержденные данными АФС; 3 — совпадающие с данными АФС и являющиеся выявленными трубками взрыва; 4 — известные трубки взрыва с индикационными признаками АФС и РЛС

2.3.4. Анализ сходств и различий индикаторов

Несмотря на разные условия геологического строения исследуемых районов Кольского полуострова и Зимнего берега, различия в используемых материалах, при решении задачи диагностики трубок взрыва используется единый методический подход. Рассматривается геометрия рисунка, образованная всеми природными факторами и яркостными характеристиками, природа которых не всегда ясна. В обоих случаях выделяются зоны сгущения

аномалий, которые могут нести косвенную информацию о закономерностях размещения взрывчатых тел. Оси сгущения малых изометрических аномалий на Кандалакшском побережье Кольского полуострова приурочены к зонам повышенной плотности трещиноватости и проницаемости пород, что, несомненно, благоприятствует проникновению взрывчатого магматизма.

2.3.5. Геологическая сущность ореольных структур ландшафта

Практически все известные на исследуемой территории взрывчатые тела выражаются в виде фотообразов. Имеет место своеобразное «просвечивание» трубок взрыва. Основанием для этого является резкая плотностная неоднородность кимберлитовых «столбцов» и вмещающих их рыхлых платформенных отложений, мощность которых на северо-западе Восточно-Европейской платформы достигает 2 000 м.

На основе индикационных признаков, характерных для трубок только Восточно-Европейской платформы с ее индивидуальными ландшафтами и структурно-геологическими особенностями, на первом этапе идентификации проводится предварительная классификация перспективности всех дешифрованных фотоаномалий по степени соответствия их телам трубчатого типа. За эталон принимаются структуры, подтвержденные бурением. Учитываются многие факторы, выявленные в результате предварительной сравнительно-логической обработки дешифровочных признаков и геологических данных по трубкам взрыва. На эталонных структурных формах наблюдается в основном сочетание из шести признаков, единично из трех. При этом повторим, что шестой и десятый признаки являются определяющими.

Для того чтобы метод работал самостоятельно, необходимо выяснить происхождение признаков на местности. Для этого проводятся нижеследующие технические операции: 1 — сопоставление фотоаномалий с данными магнитометрии того же масштаба и 2 — данными дешифрования радиолокационной съемки масштаба

1:90 000. Для выявления связи дешифрируемых объектов и тел кимберлитового магматизма хорошо себя зарекомендовал давно известный метод биогеохимической идентификации, речь о котором шла выше. В пределах ореольных структур над трубками взрыва выделяются геохимические ореолы. Для оптимального обеспечения результата в условиях Зимнего берега Белого моря в состав проб входила травяно-кустарниковая биомасса вместе с некоторыми видами зеленых мхов.

Результаты опробования демонстрируются в виде мультипликативных графиков, построенных над геологическими профилями с обозначением на них геометрии рисунка дешифрирования. Отбор проб производится с шагом в 30 м с таким расчетом, чтобы были охвачены не только сами структуры, но и области вмещающей рамы. В пределах ореольных образований, установленных по данным радиолокационной съемки, шаг опробования составляет 50 м.

Для построений графиков выбираются мультипликативные показатели, включающие Ni-Co и Ni-Co-Ti-Cr-Sr. Все пять элементов характерны для щелочно-ультраосновных пород кимберлитового ряда и проявляются как в первичных, так и во вторичных ореолах рассеяния. Однако Ni и Co наиболее резко меняют свое содержание при переходе от тел взрывного магматизма к песчаникам вмещающих пород терской свиты, что следует из данных спектрального полуколичественного анализа этих пород. По этой причине и во вторичных ореолах следует ожидать того же.

Параллельно с изучением количественных соотношений проводятся анализы изменения процента зольности вещества отобранных проб. Они показали, что многие элементы изменяют свое содержание соответственно изменению процента зольности. А содержание Ni-Co увеличивается с уменьшением последнего, что подтверждает правильность выбора элементов (см. рис. 45).

Проведенные исследования позволяют судить о возможности использования биохимического метода исследований для наземной заверки аномалий, выделенных дистанционными или морфометрическими методами.

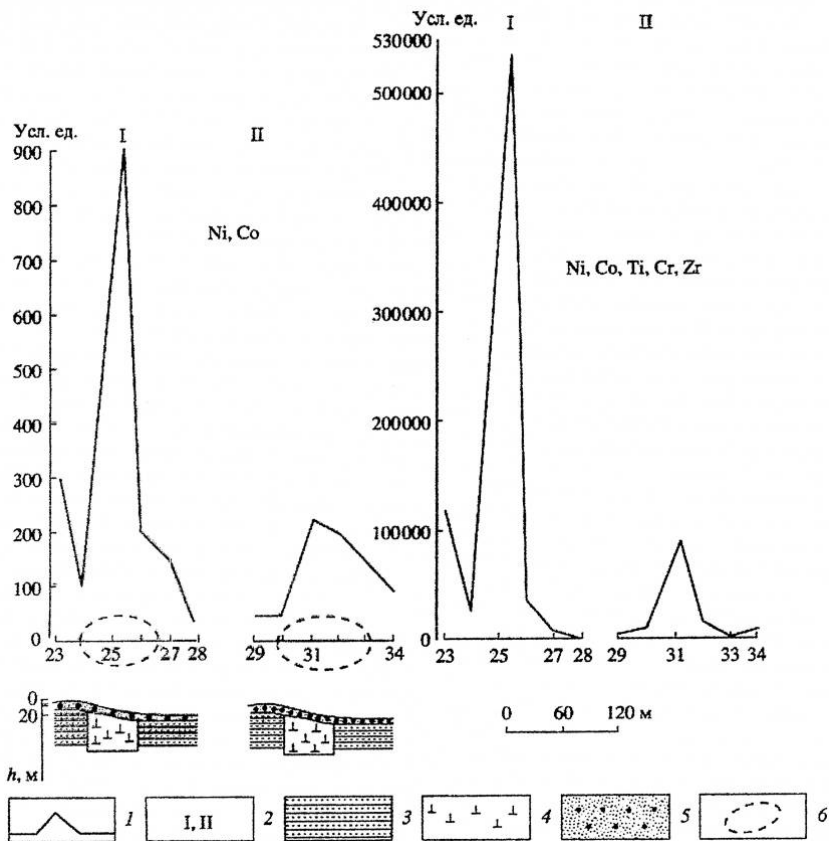


Рис. 45. Графики мультипликативных ореольных структурных форм кимберлитовых трубок взрыва (по Д. В. Лопатину, 2001 [22])

1 — линии графиков; 2 — обозначение аномальных объектов; 3 — осадочные толщи платформенного чехла; 4 — породы тел трубочного типа; 5 — покровные четвертичные отложения; 6 — контуры площадей трубок взрыва на графиках

2.3.6. Реконструкция глубинного очага кимберлитового магматизма

На первый взгляд, в пространственном размещении тел эксплозивного магматизма нет определенной зональности. При анализе геометрии рисунка распределения структур в плане выявляются некоторые следующие закономерности. На схеме взаимного расположения всех выявленных кольцевых аномалий, большая часть из которых была геологически идентифицирована, выносятся геометрические центры аномалий и проводятся оси их взаимного расположения. Векторами соединяются центры по принципу максимальной сближенности друг относительно друга. Обнаруживается определенная пространственная организация. В одних случаях структурные ансамбли вытягиваются вдоль основных направлений зон разломов северо-западного и меридионального простираения, в других — формируют на поверхности вихревые зоны, располагающиеся вокруг единого центра. Взаимное расположение линий образует вихревую геометрию с центрзональной симметрией (рис. 46).

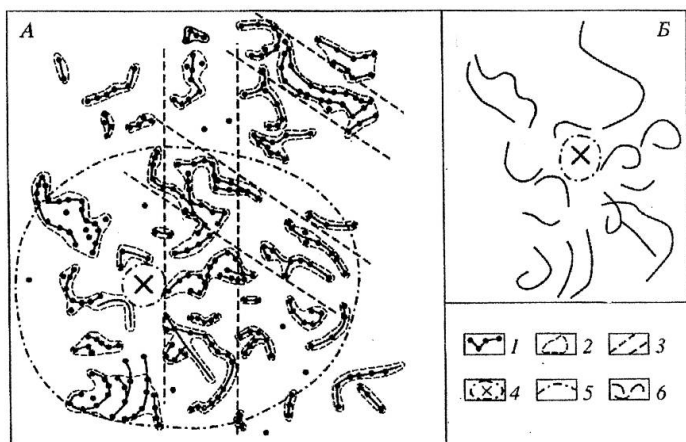


Рис. 46. Схема реконструкции структуры магматической камеры в мантии
А: 1 — центры ореольных геоморфологических структурных форм; 2 —
линеаменты (зоны глубинной проницаемости); 3 — зоны влияния; 4 —

центр симметрии глубинной тектоно-магматической структурной формы; 5 — контуры очаговой структурной формы. Б — вихревая модель данной структурной формы; 6 — генерализованная схема А

При поиске возможных причин, обуславливающих такой рисунок, можно идти двумя путями. Первый путь предполагает, что данная геометрия является прямым отображением на поверхности глубинных мантийных процессов. В этом случае возможно наличие на глубине магматического очага, который можно отождествить с начальной эмбриональной стадией рифтогенеза по типу горячих точек планеты. Возможен также и другой вариант: разуплотнение в верхней мантии. На поверхности это выражается в виде вихревой структуры, образовавшейся за счет подъема мантийного вещества к нижней поверхности земной коры с вращательным моментом по часовой стрелке.

Второй вариант вероятного объяснения связан не с глубинными процессами, а со структурными свойствами вмещающих пород, сформировавшихся в результате длительной геологической и тектоно-магматической эволюции.

2.3.7. Составление и анализ схем регионального прогнозирования рудных полей

При изучении закономерностей распределения дешифрируемых объектов с разломами, идентифицирующимися с линеamentными каркасами, между ними обнаруживается генетическая связь, которая заключается в приуроченности точечных аномалий к перекрестьям линеamentов двух автономных динамопар, различающихся временем заложения. Как правило, эти линеamentные каркасы представляют собой криптоморфные разломы, распознаваемые на снимках в ближней инфракрасной зоне в результате фотогенерализации малых структурных форм, проявляющихся в низкочастотной части светового спектра. Такая связь является бесспорным критерием регионального прогнозирования трубок взрыва в условиях Восточно-Европейской платформы (см. рис. 47).

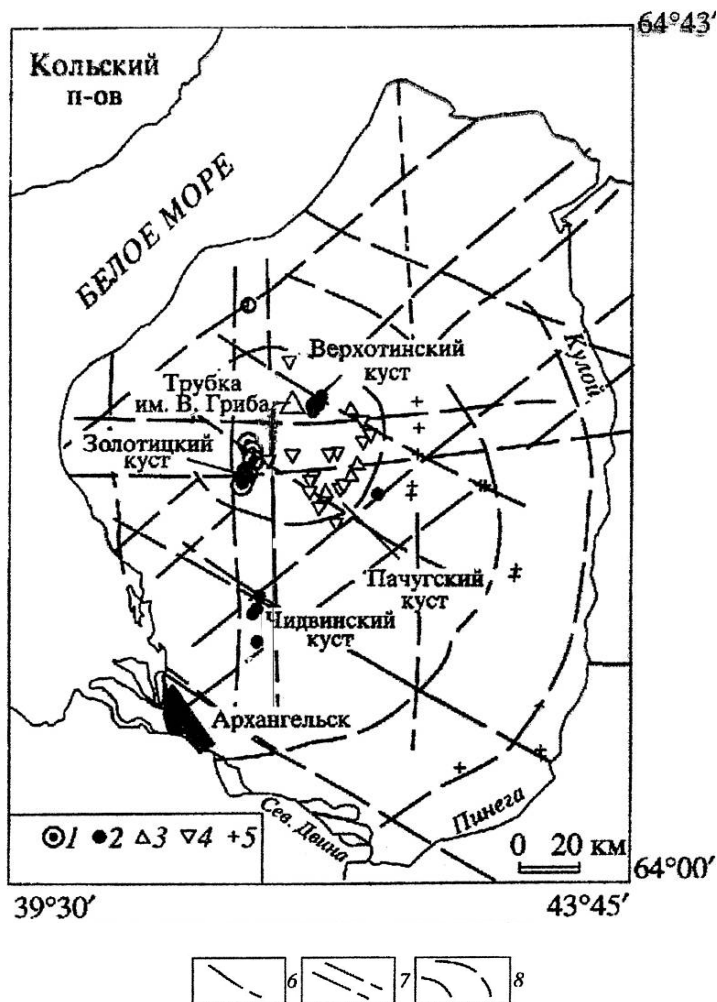


Рис. 47. Схема рудоконтролирующих структур тел кимберлитового типа Зимнего берега по данным орбитальных исследований

1–5 — тела щелочно-базальтоидного ряда: 1–2 — кимберлитовые породы AL серии; 3–4 — кимберлиты Fe-Ti серии; 5 — базальты; 6–8 — данные дешифрирования: 6 — линеаменты, контролирующие глубинные разло-

мы= 7 — линеаментные зоны, контролирующие размещение щелочно-базальтоидных интрузий; 8 — кольцевые линеаменты, контролирующие магматические камеры

На типовых участках Кольского полуострова и Зимнего берега Белого моря трубочные тела приурочены к узлам пересечения ортогональной и диагональной динамопар. Ортогональная контролирует рифтогенные структуры позднерифейско-раннепалеозойского возраста с датами 650–320 млн лет (Ковдор-Хибино-Ивановская зона). Диагональная соответствует возрасту продуктивной активизации. Она явилась рудогенерирующей и проявилась в период 320–210 млн лет. Пересечение этих двух систем в пределах кольцевых очаговых структур и является важнейшим рудогенерирующим фактором (см. рис. 47). Есть данные, позволяющие считать, что эту закономерность можно экстраполировать и на всю территорию Восточно-Европейской платформы, по крайней мере, на территорию ее плитного чехла. Пересечения не отдельных разломов, а мощных глобальных линеаментов в ее пределах могут создавать благоприятные условия для образования рудных полей и районов. Например, зона пересечения субмеридионального Нильско-Лапландского линеамента с субширотным Хибинским рифтогеном и ортогональной динамопарой является рудоконтролирующим фактором для Хибинского горного массива и интрузий Турьего мыса, которые оказываются следствием того же процесса развития, что и процесс образования материнских интрузий, дающих на поверхности рой трубок взрыва или целое рудное поле [21-23].

Объяснение этой закономерности лежит в следующей плоскости. Для северо-западной части Восточно-Европейской платформы характерно наличие зон растяжения глобального масштаба. Их локализация как ортогональной системы не противоречит ротационной теории М. В. Стоваса (1975). Пересечение таких зон должно давать локальную область деструкции земной коры, ведущей к образованию аномальной мантии и структур рифтогенного типа. Очаг аномальной мантии, в свою очередь, является источником генера-

ции трубок взрыва, возникающей на начальной стадии процесса. Они реализуются в зонах разрывных нарушений. При усилении активизационных геологических процессов точечные разгрузки внутри очагов, дающие трубки взрыва, сменяются сплошным трещинным рифтогенезом. Внедрение трубок взрыва, таким образом, знаменует начальную фазу рифтогенеза. Во всяком случае, для Восточно-Европейской платформы предлагается именно такая модель.

2.3.8. Схема автоматизированных поисков трубок взрыва

Она представляется в следующем виде:

- выделение узлов пересечения рудоконтролирующих и рудо-локализирующих систем (очаговых структур и региональных систем разломов);
- проведение дешифрирования аэрофотоснимков, радиолокационных и космических снимков высокого пространственного разрешения, увеличенных до масштаба 1:25 000 (10–15 м на местности), которые были сняты в летнее время в видимой и инфракрасной зонах спектра согласно разработанной системе индикаторов;
- проведение дешифрирования в цифровой форме по тем же индикаторам;
- проведение дешифрирования радиолокационных изображений высокого разрешения по двум индикаторным признакам (форма аномалии и интенсивность) в любом доступном режиме;
- дешифрирование детального гравитационного поля (если есть такая возможность) и выделение мощных точечных аномалий, размеры которых корреспондировали бы с размерами магматических камер;
- приведение данных к пространственно совместимому виду;
- совмещение и анализ вариантов совпадений;
- осуществление биогеохимического опробования рудоперспективных ореольных структур;

- составление кадастровых паспортов на все рудоперспективные площади;

- составление картотеки прогнозируемых участков.

Данная схема изложена в виде информационно-логической таблицы, отображающей стадийность и последовательность поисков трубок взрыва в автоматизированном режиме. На основе такого рода работ проводятся поиски рудоперспективных площадей. В пределах Восточно-Европейской платформы они имеют следующие координаты:

- Воронежская — $51^{\circ}41'$ с. ш., 38° в. д.;
- Новохопровская — $51^{\circ}20'$ – $50^{\circ}04'$ с. ш., $41^{\circ}30'$ – $41^{\circ}46'$ в. д.;
- Старобешевская — $47^{\circ}40'$ с. ш., $38^{\circ}00'$ в. д.;
- Жлобинская — $52^{\circ}50'$ с. ш., $30^{\circ}00'$ в. д.;
- Канинская — локализована южнее полуострова Канин;
- Кряж Чернышева — 58° – 60° с. ш., $66^{\circ}30'$ – $65^{\circ}00'$ в. д.;
- Золотицкая — $65^{\circ}00'$ с. ш., $42^{\circ}00'$ в. д.;
- Мезень-Вычегодская;
- Ильменьская.

Таким образом, предлагаемая методическая схема использования аэрокосмической информации и морфометрии образа при поисках локальных продуктивных тел на примере трубок взрыва Восточно-Европейской платформы позволяет рекомендовать данный подход для поисков криптоморфных рудоносных структур и на других территориях, в иных физико-географических и структурно-геологических обстановках, используя логику и последовательность процедур анализа. При этом индикационные признаки дешифрирования могут быть совершенно иными и зависеть от зонально-климатических, физико-геологических и стратиграфических условий местности. В этих условиях возрастает роль не столько операционной системы обработки изображения, сколько квалификации оператора интерактивного дешифрирования.

2.4. СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И НОВЕЙШИЕ ТЕКТНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Данной проблематике посвящена обширная литература. Первые обобщающие работы появились уже в 1970-е гг. Наиболее полно эта тема представлена в ранних трудах А. Н. Ласточкина (1975), в работах под редакцией А. Л. Яншина и др. (1988) и некоторых других. В настоящем учебном пособии необходимо изложить только самые важные достижения в данной области за все годы исследований

Новейшие тектонические движения и структурно-геоморфологическое отображение движений в рельефе влияют на формирование и размещение подвижных углеводородов. Этим определяется необходимость изучения и учета новейших тектонических условий при оценке перспектив нефтегазоносности в совокупности с другими критериями.

Анализ новейших тектонических условий должен базироваться на результатах полного комплекса структурно-геоморфологических, новейших тектонических, дистанционных, геофизических данных и сведений по нефтегазоносности. Результаты этого анализа включают следующие положения:

1) количественную оценку рельефообразующих движений, амплитуд и градиентов амплитуд рельефообразующих движений в абсолютных значениях, в виде карт этих движений и деформаций поверхностей выравнивания, а также структурно-геоморфологических характеристик, отражающих эти закономерности на специальных картах;

2) данные о положении зон разрывных нарушений;

3) подробное отображение новейшего структурного плана, полученного на основании первого и второго положений;

4) геолого-геоморфологические данные об актуальности пликативных и разрывных движений.

По оценке перспектив по нефтегазоносности нужно иметь также данные о расположении известных месторождений, нефтегазо-

проявлении и о непродуктивных структурных формах, составе залежей, удельных запасах, стратиграфическом этапе нефтегазовых скоплений и месторождений полезных ископаемых.

Дальнейший анализ сводится к выявлению связей между новейшими тектоническими, структурно-геоморфологическими характеристиками, показателями нефтегазоносности и использованию этих связей при комплексной оценке перспектив. При этом следует стремиться к сопоставлению тех и других параметров при близких прочих условиях. Например, исследовать распределение залежей относительно новейших тектонических характеристик в одних и тех же продуктивных горизонтах, учитывая изменения в мощностях и качестве вышележащей толщи. В то же время надо избегать фетишизации новейшего тектонического фактора, который может играть как ключевую, так и ничтожную роль. Например, отсутствие месторождений в прибортовых зонах нефтегазового бассейна может быть связано не с большими амплитудами новейших поднятий, а с выклиниванием региональных изолирующих горизонтов или отсутствием структурных ловушек на крутых моноклинальных флексурах.

Оптимальные значения новейших тектонических и структурно-геоморфологических показателей для положительной оценки перспектив каждой нефтегазонасной провинции, области или района являются индивидуальными. Они могут быть определены только эмпирически, путем изучения распределения залежей, нефтегазопроявлений и непродуктивных структурных форм относительно различных характеристик новейшего тектонического и структурно-геоморфологического анализа. Важнейшее значение имеет комбинирование новейших тектонических и структурно-геоморфологических исследований с прямыми методами поисков нефти и газа. При этом следует иметь в виду, что структурно-геоморфологические и новейшие тектонические показатели равнозначны геофизическим, газово-эманационным, микробиологическим, тонометрическим и другим аномалиям. Это обстоятельство позволяет выявлять зоны интенсивной вертикальной миграции углеводородов, а не зоны их концентрации в осадочном чехле. Вместе с тем

применение таких методов позволяет углубить прогноз и сделать его более эффективным.

На современной стадии развития проблемы о роли рельефообразующих движений в размещении и формировании залежей углеводородов закономерности связи между морфотектоническими характеристиками и показателями нефтегазоносности можно сформулировать в следующем виде:

1. Перспективными в отношении нефтегазоносности являются любые по времени заложения положительные структурные формы.

2. Прирост амплитуд высот структурных форм за кайнозой во многом определяет вероятность обнаружения в них залежей, их состав, свойства и стратиграфический диапазон нефтегазоносности. С увеличением активности возрастает вероятность продуктивности структурных ловушек. Наиболее активные структурные формы являются гораздо перспективнее в газоносном отношении, а неактивные — в нефтеносности.

3. С ростом активности структурных ловушек и амплитуд новейших поднятий увеличивается вероятность обнаружения в нефтяных залежах нефти большой плотности, с повышенным содержанием смол, асфальта, серы.

4. Наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности являются ловушки, расположенные на участках, испытывающих поднятия в новейший этап без существенных изменений в морфологии структурных форм. Наименее перспективными считаются формы, гипсометрическое положение которых за это время изменилось в обратном направлении.

5. Унаследованные движения антиклинальных структурных форм и общие поднятия играют положительную роль в концентрации углеводородов только при умеренном диапазоне этих движений, определяемом глубиной заложения продуктивного горизонта и литологическими условиями. За верхним пределом указанного диапазона эти факторы вызывают разрушающее действие.

6. В нефтегазоносных провинциях газовые залежи тяготеют больше к зонам новейших и молодых поднятий, нефтеносные — к зонам погружения.

7. Газово-нефтяные месторождения полезных ископаемых по новейшим тектоническим условиям формирования и размещения близки к газовым месторождениям.

8. Активные в новейший тектонический этап зоны разрывных нарушений оказывают определенное влияние на размещение газовых месторождений, чаще всего отрицательное в случае их повышенной активности и положительное, когда они слабо активны и не проникают до земной поверхности (диссипативные, криптоморфные). Структурные формы, пространственно приуроченные к активным зонам разрывных нарушений, отличаются наибольшими запасами углеводородов и более широкими диапазонами нефтегазоносности. Вместе с тем значительное количество продуктивных структурных форм пространственно и генетически не связано с известными разломными зонами.

9. Благоприятствующими в отношении нефтегазоносности являются зоны повышенных горизонтальных градиентов новейших движений.

3. ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА И РОССЫПИ

3.1. ОБЩИЕ ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

3.1.1. Исследование россыпей

Происхождение россыпей и становление методик поисков по ним коренных источников впервые в России описал М. В. Ломоносов в 1759 г. Он обратил внимание на то обстоятельство, что золото и другие тяжелые минералы переносятся горными ручьями и сосредотачиваются в низинах. Поднимаясь вверх по водотокам, можно найти коренные жилы. М. В. Ломоносов указал также способ промывки золотоносных песков. Он ничем не отличается от современной промывки грунта в доводочном ковше. Однако условия того времени, связанного с отсутствием организованного промысла, отодвинули открытие и разработку россыпей России на 74 года. Лишь в 1814 г. на Урале после открытий Л. И. Брусницыным россыпей золота началась их промышленная эксплуатация. Большую роль в исследованиях россыпей в России сыграли работы А. П. Карпинского и П. К. Яворского. Начало систематического изучения россыпей положено советскими исследователями Ю. А. Билибиным, И. С. Рожковым, В. С. Трофимовым, Н. А. Шиловым, Ю. Н. Трушковым, А. В. Хрипковым, Г. Б. Жилинским, А. А. Кухаренко, Г. П. Валаровичем, Ю. П. Казакевичем, А. П. Сиговым, И. П. Карташовым, Г. В. Нестеренко, Н. И. Бондаренко, А. Г. Желамским, О. В. Кашменской, Е. И. Тищенко и др.

Общеизвестно, что россыпи являются более экономичным способом добычи полезных ископаемых, нежели эксплуатация коренных источников. Больше половины всего олова, алмазов, минералов титан-пироксеновой группы добывается сейчас из россыпей. При этом в последние десятилетия наблюдается устойчивая тенденция увеличения доли добычи из древних и ископаемых россыпей. В США и России, например, потенциальные запасы золота связывают с третичными, меловыми и палеозойскими аллювиаль-

ными и прибрежно-морскими отложениями. В целом считается, что сырьевые ресурсы, связанные с россыпями, весьма велики. Хорошо известно, что большинство коренных источников полезных металлов найдено благодаря изучению россыпей.

3.1.2. Анализ и генетический смысл понятия «россыпь»

Существует много определений понятия «россыпь». Ю. А. Билибин, рассматривая развитие россыпи в узком временном интервале, которым является место в эрозионном цикле, понимал под этим термином рыхлые или сцементированные скопления обломочного материала, содержащие то или иное полезное ископаемое. При этом основное внимание уделялось изучению вмещающей полезный компонент толщи. Выяснялась ее генетическая принадлежность, возраст, литология и минеральный состав. К основным параметрам россыпи относят глубину залегания, каменистость, глинистость, льдонасыщенность, водонасыщенность, разрабатываемость грунтов. Но по этим параметрам, например, нельзя судить о возрасте и генезисе россыпи, особенно в случае многослойного строения единой продуктивной толщи, включающей в разрезе металлоносные отложения разных генетических типов и возраста. Изучая такие толщи в Ленском золотоносном районе, Ю. П. Казакевич предложила под россыпью понимать не всю рыхлую толщу, содержащую пласты с золотом (массу), а сам пласт и выделять пласт (а не массу) в качестве классификационной единицы.

Многие исследователи вводили различные значения данного понятия. А. В. Хрипков, проведший анализ всех значений понятия «россыпь», подчеркивает, что россыпь — это не простое скопление металла, а природное естественное распределение полезных компонентов, которое обладает целым рядом закономерностей, принципиально отличающихся от закономерностей вмещающей ее обломочной среды. Возраст вмещающих россыпи осадочных слоев характеризует лишь время консервации полезных минералов, высвободившихся порциями из коренных источников в разное время.

Эти выводы были признаны справедливыми большинством ведущих россыпников страны, так как отсюда вытекают важные следствия. Россыпи и вмещающие их породы являются неоднородными образованиями. Следовательно, решение вопроса о генезисе россыпи надо искать не только в изучении рыхлых толщ, но и в эволюции самой россыпи. В таком случае общая формулировка понятия «россыпь» должна звучать следующим образом. *Россыпь — это закономерная проекция каждой фракции гидравлической крупности или концентраций полезных минералов из источника на земную поверхность под влиянием экзодинамических процессов, законсервированная на различных этапах ее развития.*

Основными параметрами россыпи являются ее генезис, возраст и морфология. Но это требует развернутого пояснения.

3.1.3. Происхождение россыпей (генезис)

Информацию о генезисе получают в процессе всестороннего изучения изменения гранулометрического спектра, средних содержаний, запасов, окатанности, уплотненности, среднего веса зерен в рассматриваемой фракции, количества сростков, характера деформаций, наличия и мощности высокопробных оторочек, гипергенного «нового» металла, а также тщательного исследования факторов россыпеобразования. Для алмазов генезис россыпи выясняется по изменению гранулометрического спектра, средних содержаний и запасов, степени износа, растворения первичной эндогенной формы, средних весов, как самих алмазных зерен, так и минералов-спутников, степени их расколотости, наличию и мощности келифитовых оторочек на пиропе и лейкоксеновых — на пироильмените.

По комплексу типоморфных признаков главных полезных компонент в россыпях и их минералов-спутников определяется формационный тип коренного источника, за счет которого образовалась россыпь. Например, в России определяются пять главных золоторудных формаций: золото-кварцевая, золото-серебряная, золото-редкометалльная, золото-сульфидная и золото-сурьмяная, золото в которых обладает конкретными типоморфными признаками.

3.1.4. Возраст россыпей

Определение возраста россыпей ограничивается датировками возраста вмещающих отложений, которые соответствуют времени их консервации и совершенно не дают представления о длительности и сложной этапной эволюции самих россыпей. Ю. А. Билибин (1955) подчеркивал, что металлоносный пласт представляет собой образование, не вполне одновременное не только по вертикали, но и по длине россыпи. Любой пласт, по его мнению, — образование разновременное, и чем ниже по течению обнажается пласт, тем древнее его возраст. Таким образом, для определения возраста россыпи необходимо найти надежные критерии установления времени высвобождения разновременных порций полезного минерала из коренного источника. Кроме того, надо иметь данные о времени поступления отдельных его порций в долину.

По-видимому, возраст сложной россыпи охватывает значительный интервал времени от начала поступления первой порции полезного минерала в долину до того времени, когда начнется ее консервация. В этом временном интервале весьма важно различать число порций поступающего металла в россыпь, обычно соответствующее количеству эрозионных циклов и этапов россыпеобразования. Возраст россыпей также определяется в процессе реконструкции размытой части коренного источника либо непосредственно при изучении самого полезного ископаемого.

3.1.5. Морфология россыпей

Россыпь минералов с повышенной массой не является обособленным геологическим телом. Она не имеет четких литолого-стратиграфических границ и определяется общепринятыми предельными лимитами бортовых содержаний полезного минерала. При оконтуривании морфология россыпи может иметь самую разнообразную форму в плане, не зависящую от струйчатого и косо-слоистого строения аллювия, а отражающую морфологию и условия залегания коренного источника. Россыпь не имеет в плане

литологических границ. На сегодня принята следующая классификация россыпей, различающихся по своим морфологическим признакам: одноструйчатые, лентообразные, линзовидные, четковидные, гнездовидные, изометричные, или блямбовидные, неправильной формы, многоструйчатые, расчлененные по террасам.

3.2. КОРЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАК ПЕРВОИСТОЧНИК РОССЫПНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Коренные месторождения являются главным источником формирования россыпей. Россыпника-геоморфолога в первую очередь должны интересовать следующие условия:

- формы и размеры месторождения, формы и размеры выхода его на поверхность;
- характер вмещающих пород;
- расположение месторождения относительно элементов рельефа;
- вещественный состав месторождения;
- содержание и распространение металла в нем, форма его нахождения (свободная, в виде твердых растворов или химических соединений), крупность зерна;
- вторичные изменения месторождения под воздействием процессов выветривания.

3.2.1. Образование и типы рудоносных структурных форм на примере золоторудных месторождений

В настоящее время более 96 ценных минералов добывается из россыпей. Но более 70% из них — это золоторудный концентрат, поэтому в настоящем пособии мы главное внимание уделяем россыпям золота.

Золоторудные месторождения связаны с гранитоидной магмой. Золото оседает в апофизах трещинных систем вмещающих пород по мере продвижения магмы вверх по ослабленным зонам, зонам дробления, смещения. По мере движения вверх она внедряется во все более холодные горизонты земной коры. Отдавая тепло, магма остывает, раскристаллизовывается и переходит из пластичного состояния в твердое. Вмещающие породы вдоль контакта сильно прогреваются, что влечет к изменению их структуры. Совокупность этих изменений называется контактовым метаморфизмом. Метаморфизм ослабевает центробежно: чем дальше от контакта, тем он слабее. При переходе в твердое состояние магма дегазируется и дает начало различным горным породам кислого ряда, т. е. образованиям, богатым кремнекислотой. Твердеть магма начинает от контакта вглубь магматического тела.

Находясь в жидкопластичном состоянии, магма содержит большое количество паров и газов. Они делают ее легкой и подвижной. Преобладающими являются водяные пары. При застывании они выделяются в свободное состояние, давая начало горячим водам, насыщенным растворенными минералами, различными газами, кремнеземом и соединениями металлов золота, серебра, свинца, цинка, меди и пр. Эти вещества вместе с горячими водами и газами проникают во вмещающие породы и там, теряя температуру и давление, кристаллизуются. При контактовом метаморфизме образуется огромное количество вышеназванных металлов, но золото устремляется вместе с водами по трещинам на большие расстояния от горячего контакта.

Все вышеназванные вещества и растворенное золото под большим давлением скапливаются во внутренней части магматического тела и устремляются вверх по трещинам растяжения при образовании купола. Воды насыщенных растворов циркулируют по ним в течение всего процесса застывания магматического тела. Трещины постепенно заполняются веществами, выпадающими в осадок из термальных вод. Кремнезем выделяется в виде кварца, металлические соединения — в виде сульфидов и окислов. Так образуются гидротермальные рудные месторождения, имеющие для добычи

золота исключительное значение. Почти все золоторудные месторождения относятся к данному гидротермальному типу. Гидротермальные месторождения представляют три большие группы:

- *гипотермальные* ($t = 300\text{--}500^\circ$), образующиеся в наружной корке магматического тела глубоко от поверхности Земли (Орловско-Спокойнинское рудное поле);
- *мезотермальные* — образуются на больших удалениях от фронта застывающего тела уже во вмещающих породах при $t = 170\text{--}300^\circ$ и уже на меньшем расстоянии от земной поверхности (колымское золото, Аллах-Юнь);
- *эпитермальные* ($t = 50\text{--}170^\circ$), формирующиеся на весьма значительном удалении от поверхности магматического тела и малом расстоянии от земной поверхности.

Все три типа гидротермальных месторождений связаны непрерывным рядом переходов.

Но существует тип гидротермальных месторождений, который характеризуется иным механизмом образования. Магма проникает на поверхность по трещинам и трубам магматических аппаратов вместе с обогащенными полезными минералами водами. На поверхности магма образует вулканический аппарат с покровом липаритовых, дацитовых, трахитовых, андезитовых, базальтовых или фонолитовых лав вокруг него. В промежутках между извержениями на поверхность лав изливаются термальные воды. Теряя на поверхности температуру и давление, они выбрасывают в осадок минеральные ассоциации, в том числе и с золотом. Затем новое извержение перекрывает месторождение, и процесс повторяется заново. Такой тип месторождений тоже называется эпитермальным, но отличается от охарактеризованного выше способом формирования продуктивной залежи.

3.2.2. Формы и размеры рудных месторождений

Формы и размеры рудных месторождений могут быть трех видов:

- *выполнения* тектонических трещин и пустот, представляющие собой пути циркуляции термальных вод;

- *контактово-метаморфические*, когда рудные растворы, проникая во вмещающие породы, образуют месторождения замещения;

- *комбинированные*.

Большинство месторождений гидротермального типа чаще всего образуют жильные тела.

3.2.3. Влияние вмещающих пород

Золоторудные месторождения могут формироваться в самых разных породах. В магматических породах они могут формироваться в боковых трещинах, сопровождающих каналы прохождения магм. В известняках они образуют мраморы с ассоциациями гранатов, цирконов, амфиболов, турмалина и др. Такие рудные ассоциации называются *скарнами*. Мелкокристаллические кварцевые агрегаты получили название *джеспироидов*. Контактво-метаморфические породы в глинистых сланцах, песчаниках называются *роговиками*. Все они часто содержат золото и являются рудовмещающими.

3.2.4. Расположение россыпных золоторудных месторождений относительно элементов рельефа

На процесс россыпеобразования большое влияние оказывает положение в рельефе разрушающегося коренного месторождения. Если оно находится на поверхности водораздела, размещается в верховьях золоторудной речки или среднем ее течении.

Взаиморасположение речных долин и залегание рудной жилы во многом зависит от геологического строения и его влияния на рельеф. Золотоносные рудные жилы, как правило, располагаются в телах, препарируемых селективной эрозией и денудацией. Непосредственной связи в расположении речных долин и золоторудных месторождений нет. Речные долины слишком невелики по размерам, чтобы определять собой направление эрозионной деятельности. Но расположение золоторудных месторождений и речных

долин в большей степени зависит от факторов геологического строения. Благодаря этому можно сделать в этом отношении некоторые обобщения.

В обычных золоторудных районах площадь дна речных долин во много раз меньше, чем площадь разделяющих их водораздельных возвышенностей. Поэтому вероятность расположения золоторудных месторождений в пределах водораздельной возвышенности гораздо больше, чем на дне речной долины. Это положение часто усугубляется тем обстоятельством, что золоторудные месторождения обычно локализуются в более прочных к размыву породах, которые слабее подвержены воздействию эрозии, чем вмещающие.

Так, например, гранитные массивы, расположенные в толще осадочных пород, обычно выделяются вместе со своей контактной зоной как крупные положительные формы рельефа, слагая как второстепенные, так и главные водоразделы. Золоторудные месторождения, локализующиеся в пределах подобных массивов и их контактных зон (контактно-метаморфические, гипотермальные и отчасти мезотермальные), имеют все основания быть расположенными в пределах водораздельной возвышенности, а не на дне речной долины. При этом сам гранитоидный массив только начинает обнажаться и занимает небольшую площадь, представляя наиболее благоприятные условия для раскрытия золотоносных жил. Они обычно выдаются в рельефе в виде отдельных ориентированных возвышенностей в виде грив и гряд. Именно с них берут начало текущие радиально относительно гранитоидного тела ручьи и реки, являясь золотоносными от истоков. Если гранитный массив вскрыт уже глубоко и вскрыша (пустая порода, покрывающая залежи полезного ископаемого и вынимаемая при его добыче открытым способом) занимает большую площадь, а водораздельная линия проходит в середине массива, то более благоприятная для локализации золоторудных жил периферическая часть массива в контактовой зоне пересекается текущими с массива реками в их среднем течении.

При внедрении гранитного тела в более древнюю магматическую породу контактные зоны, обогащенные полезным concentra-

том, оказываются более стойкими к разрушению, нежели сам гранит. В этом случае контактная зона интрузии может слагать местный водораздел в виде кольцевого хребта (вала), и текущие с нее реки могут быть золотоносными с самых своих верховий.

Когда молодая и активная гранитная интрузия расположена среди не менее стойких, чем она, пород (гнейсы, магматические породы), то она не выдается в рельефе, и золоторудные жилы не обнаруживают какой-либо связи с рельефом.

Мезотермальные золоторудные месторождения обычно локализируются в некотором удалении от гранитоидных массивов (иногда и до 60 км), и для них можно наблюдать весьма разнообразное расположение относительно элементов рельефа. Если осадочная толща, вмещающая месторождение, сложена породами, равномерно устойчивыми к разрушению, то месторождения располагаются безразлично по отношению к элементам рельефа: на дне речной долины, на водораздельной возвышенности, в верховьях ключей и ручьев, в их среднем или нижнем течении.

При развитии месторождений среди небольших по мощности пластов глинистых сланцев или даек более прочные породы даек не выражены в мезорельефе, а могут формировать лишь элементы структурного микрорельефа. Если же прочные породы обладают большой мощностью и достаточной монолитностью, чтобы формировать водоразделы, то текущие с них ключи обычно золотоносны не от самых своих верховий, а от контактной зоны интрузивных тел с вмещающими породами.

Эпитермальные месторождения второго рода тоже имеют тенденцию располагаться в верховье ключей. Обычно они сосредоточены вблизи центров вулканических извержений. Первичная поверхность вулканических покровов и потоков имела общий наклон от центра к периферии, благодаря чему при последующем размыве проточными водами вулканической жерловины имелись все шансы для того, чтобы месторождения сохранились в качестве местных узлов, с которых ключи текут в разные стороны. Примеры таких ситуаций можно найти в Дальневосточном вулканическом поясе.

Весьма благоприятное на характер россыпей влияние может оказать продольное или поперечное расположение рудоносных жил относительно речных долин. По отношению к слоистости вмещающих пород рудные жилы могут быть разбиты на три группы. Они могут быть секущими, согласными и пластовыми.

Секущие жилы располагаются под разными углами к простиранию пластов горных пород. *Согласные жилы* имеют то же простирание, что и пласты вмещающих пород, но другой угол падения. Подобные жилы пользуются очень большим распространением. На некоторых своих отрезках они превращаются в секущие, делаясь далее вновь согласными. *Пластовые жилы* имеют одинаковое с вмещающими породами и падение, и простирание. Они особенно характерны для метаморфических пород (гнейсы, сланцы и пр.), хотя встречаются и в осадочных породах. Для пластовых жил характерно четковидное строение рудных тел.

Речные долины по отношению к простиранию дислоцированных слоистых пород также подразделяются на продольные, поперечные и диагональные. Там, где речная сеть согласована с геологической структурой района, преобладают продольные участки долин, соединяющиеся между собой значительно более короткими поперечными притоками. Поскольку пластовые и согласные жилы пользуются большим распространением, чем секущие, то в продольных участках долин жилы чаще вытягиваются вдоль них. В поперечных же участках жилы пересекают долины под определенным, чаще всего прямым углом. Секущие жилы могут пересекать под любым углом как продольные, так и поперечные долины. Диагональные долины обычно секутся жилами под косым углом. Что касается жил, расположенных в массивных породах, то они могут находиться в любых соотношениях с речными долинами. Влияние рассмотренных выше ситуаций на морфологию россыпей будет рассмотрено далее по тексту.

3.3. ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА И ОБРАЗОВАНИЕ РОССЫПЕЙ

Полезные ископаемые россыпей в своих первичных, коренных, месторождениях генетически связаны с проявлением магматической деятельности после завершения образования складчатых поясов. Для этих областей характерен горный рельеф. Поэтому большинство россыпных месторождений располагаются в гористых местностях, а не на равнинах. Установлено, что рельеф горных стран с умеренными относительными высотами и с преобладанием в рельефообразовательном цикле нисходящих денудационных процессов представляет для россыпника наибольший интерес.

В результате долговременного выветривания, если продукты его деятельности не удаляются процессами денудации, может накопиться мощный слой элювия, под которым процессы выветривания прекратятся. Однако в горных районах продукты выветривания всегда удаляются, перемещаясь вниз по склону. Защитный слой элювия становится тоньше, и процесс выветривания коренных пород, таким образом, продолжается. Под влиянием постоянно действующего поля силы тяжести разрыхленный материал, перемешанный с тяжелыми металлами, перемещается вниз по склону и скапливается в бортовых частях эрозионных долин. Здесь склоновое движение прекращается, поскольку материал достигает базиса денудации. Таким образом, для каждой возвышенности местным базисом денудации является подножье склона, т. е. уровень поймы прилегающей к склону долины. Накапливающиеся в бортовых частях долин коллювиальные массы некоторое время остаются неподвижными. Затем, благодаря горизонтальным передвижениям русел рек по днищу долины, они вступают в сферу деятельности эрозионно-аккумулятивных процессов. Каждая река, особенно крупная, непрерывно перемещает вниз по течению колоссальные массы аллювия, который рано или поздно выносится за пределы горной страны. Конечным пунктом назначения этого материала является морской бассейн, представляющий собой общий базис эрозии.

Таким образом, совокупная работа процессов выветривания, склонового перемещения и аллювиального выноса приводит к непрерывному снижению общего уровня горной страны. Помимо этих деструктивных процессов, имеют место и другие второстепенные агенты преобразования и консервации вещества: деятельность ветра, ледников, работа морского прибоя и др. Совокупность всех деструктивных сил в условиях тектонического покоя приводит, в конце концов, к выравниванию рельефа и образованию на месте горной страны пенеплена (в условиях гумидного климата) или педиплена (в условиях аридного климата). Его поверхность является конечной фазой развития рельефа горной страны. Периоды стояния пенепленов тектонически неподвижными исчисляются десятками миллионов лет. Их длительность или соизмерима с периодом горообразования, или охватывает много больший промежуток геологического времени, чем мгновение горообразовательного ритма.

Весь цикл образования горной страны и ее денудации может быть представлен в виде следующих поступательных фаз взаимодействия эндо- и экзодинамических процессов:

- 1) поднятие горной страны — резкое понижение базиса эрозии;
- 2) усиление эрозионной деятельности — углубление речных долин и понижение базиса денудации водораздельных пространств;
- 3) усиление денудационных процессов под влиянием понижения базиса денудации — уменьшение защитного слоя коры выветривания на поверхности коренных пород;
- 4) усиление процессов выветривания — проникновение их во все более глубокие горизонты земной коры;
- 5) процесс выветривания сопровождается поставкой материала кор выветривания в денудационный поток;
- 6) процесс денудации поставляет материал для транспортирующей работы водных потоков и вместе с выветриванием непрерывно снижает высоты водораздельных пространств;
- 7) процесс эрозии — вынос материала за пределы горной страны;
- 8) прогрессивное снижение высоты и контрастности рельефа горной страны и превращение ее в пенеплен или педиплен.

Этап преобладания денудации над эрозией является благоприятным для образования россыпей.

3.4. КЛАССИФИКАЦИЯ РОССЫПЕЙ

В настоящее время существует несколько классификаций россыпей. Ю. А. Билибин, занимаясь в основном молодыми россыпями неоген-четвертичного возраста, предложил свою генетическую классификацию. Она основывается на положении россыпей относительно коренного месторождения; таким образом, выделяются перемещенные и неперемещенные россыпи. Для перемещенных россыпей классификация основывается на процессах, которые обусловили перемещение полезного концентрата. Эти же процессы обычно обуславливают и положение россыпи относительно элементов рельефа земной поверхности. На основании данных признаков россыпи могут быть подразделены на следующие генетические категории:

1) элювиальные, залегающие на месте образования, формирующиеся вследствие разрушения и разрыхления верхней части коренного месторождения;

2) делювиальные, смещенные вниз по склону массы элювиального материала; резких границ между первыми и вторыми нет;

3) коллювиальные, образующиеся в основании склона в прибрежных частях речных долин там, где делювиальный поток останавливается; иногда коллювий залегают на поверхности аллювиальных накоплений;

4) аллювиальные, залегающие в речных долинах; по отношению русла в долине аллювиальные россыпи подразделяются на четыре типа: а) русловые, залегающие в самом русле; б) косовые, залегающие на галечниковых осередках, косах и отмелях; в) долинные россыпи, залегающие на дне долины, независимо от положения в ней русла; г) террасовые россыпи, залегающие на террасах и террасоувалах;

5) дельтовые, озерные и лагунные, образующиеся за счет выноса обломочного материала водными потоками и накопления металла в дельтах, лагунах, озерах;

6) береговые (морские и озерные), формирующиеся путем переноса и накопления обломочного материала вдоль береговой ли-

нии в условиях прибоя и вдольбереговых течений; продуктивный материал формируется за счет абразии берегов и выноса речного материала. Дельтовые и береговые россыпи могут содержаться и в террасовых комплексах;

7) морские, образующиеся в мелководной морской среде за счет подводных течений;

8) шельфовые (россыпи речных долин и береговой зоны, находящиеся сейчас на шельфе в подводном состоянии);

9) ледниковые, располагающиеся в горных районах в моренных комплексах и под ними;

10) водно-ледниковые, формирующиеся подледными реками и маргинальными каналами;

11) техногенные — дражные отвалы, хвостохранилища и др.

Н. А. Шило (1985) выделяет еще один тип несортированных россыпей — делювиально-солифлюкционный. Данный тип является арктическим аналогом делювиальных россыпей, включающим в себя все разнообразие склоновых россыпей.

Элювиальные, делювиальные, ледниковые и техногенные россыпи относят к несортированным, в то время как все остальные типы в процессе накопления претерпевают сортировку в водной среде.

Сортированные россыпи в вертикальном разрезе состоят из трех горизонтов: *торфов* — необогащенных полезным металлом пород, *пласта*, или *песков*, содержащих россыпной концентрат, и *плотика* — коренного ложа россыпи.

Иногда в аллювии бывает несколько горизонтов песков, разделенных торфами. По мощности, длине и ширине россыпи подразделяются на простые и сложные. Кроме того, россыпи делятся на рыхлые (молодые) и сцементированные, или древние. Они также разнятся по геологическому возрасту на ископаемые (протерозойские и палеозойские), древние (мезозойские) и молодые (кайнозойские).

3.5. ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ОБРАЗОВАНИЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ

Процесс выветривания коренных пород затрагивает все коренные источники рудных и нерудных полезных ископаемых. Он включает в себя два механизма: физическое и химическое выветривание.

3.5.1. Процессы физического выветривания

Процесс физического выветривания заключается в том, что коренная порода, попадая в зону соприкосновения с атмосферой и гидросферой, оказывается в совсем иных условиях среды и становится неустойчивой к ней. Породы начинают распадаться на фрагменты по системам трещин и микротрещин. Они подвергаются прогрессивному измельчению, в результате чего формируются фрактолитовые (сложенные крупными обломками), сапролитовые (сложенные мелкими обломками) или глинистые коры выветривания. Чем мельче материал, тем он устойчивее к данным физическим условиям среды. Главными факторами физического выветривания являются температурное и морозное измельчение материала.

3.5.2. Процессы химического выветривания

Процесс химического выветривания заключается в том, что коренная порода, попадая в зону окисления среды земной коры под воздействием атмосферы и гидросферы, оказывается неустойчивой в условиях новой химической реальности. Она вступает с ней во взаимодействие, претерпевая ряд изменений в своем химическом составе. Происходит преобразование первичных минералов во вторичные, устойчивые в новых условиях. Измельчаясь в процессе физического выветривания, рыхлый материал становится все более доступным для химического выветривания. Важней-

шими факторами химического выветривания являются поверхностные и подземные воды, температура, благоприятная для прохождения химических реакций, дефляция и уклоны рельефа, необходимые для удаления продуктов выветривания.

3.5.3. Вторичные изменения коренных месторождений и элювиальное россыпеобразование

В результате воздействия внешней активной среды на пассивную среду верхних горизонтов земной коры образуется несколько зон вторичных изменений. Они располагаются параллельно дневной поверхности и отображают зональное снижение активности химических процессов преобразования коренного месторождения.

Верхняя зона — *зона выщелачивания*. Здесь происходит растворение всех малостойких химических элементов и рудных минералов и вынос продуктов растворения в более глубокие горизонты. Остаются нерастворенными лишь самые стойкие минералы: кварц и барит. Этот процесс тождествен образованию подзолистого горизонта в почвоведении.

Средняя зона — *зона окисления*. В ней минералы из сульфидных соединений превращаются в окислы и соли кислородных кислот. Вынос золота здесь ограничен. Обогащение происходит за счет вынесенного металла из зоны выщелачивания.

Нижняя зона — *зона цементации*, или зона вторичных сульфидов. В ней происходит выделение из растворов металлов, вынесенных из верхних горизонтов. Здесь поверхностные воды теряют свои окислительные свойства. Выделение металлов происходит по схеме вторичных сульфидов. Верхняя граница зоны цементации совпадает с постоянным уровнем грунтовых вод. Ниже зоны цементации располагается поверхность коренных пород и первичных руд.

Глубина проникновения зоны вторичных изменений сильно варьирует в зависимости от глубины проникновения по открытым

трещинам грунтовых вод. Максимальные мощности вторичных изменений отмечены до глубин 600–800 м от поверхности. Они располагаются во влажных тропиках на юге Азии и в Африке. Но бывают места плохой дренированности, где первичные руды залегают на нескольких метрах от поверхности. Нижняя зона — зона цементации — более предсказуема, так как совпадает с зеркалом грунтовых вод.

В результате этого процесса и выноса легких продуктов выветривания возникают условия естественного обогащения металлом или его химическим соединением, таким образом происходит естественное обогащение даже бедных руд и образование элювиальных россыпей. Элювиальные россыпи в районе коренных месторождений встречаются достаточно часто (см. рис. 48–50).

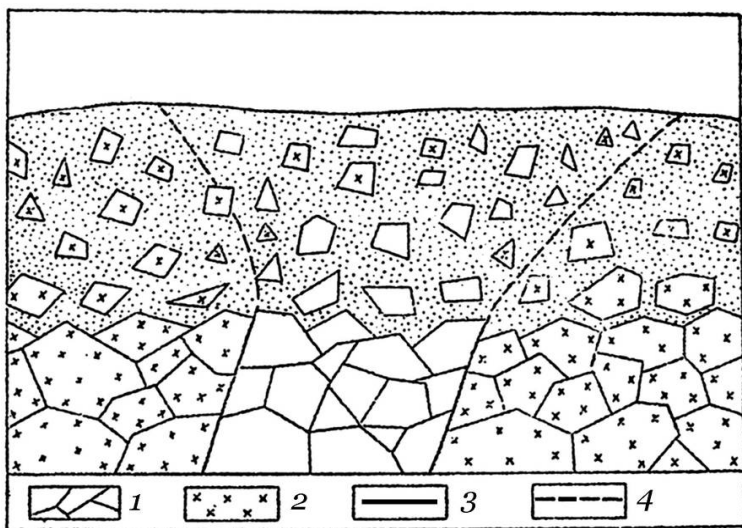


Рис. 48. Разрез элювия золотоносной жилы в условиях выпуклой поверхности рельефа (по Ю. А. Билибину, 1955 [41])

1 — фрактолитовый элювий разрушающейся рудоносной жилы; 2 — фрактолитовый элювий вмещающей породы; 3–4 — границы: 3 — жилы и 4 — элювиальной россыпи

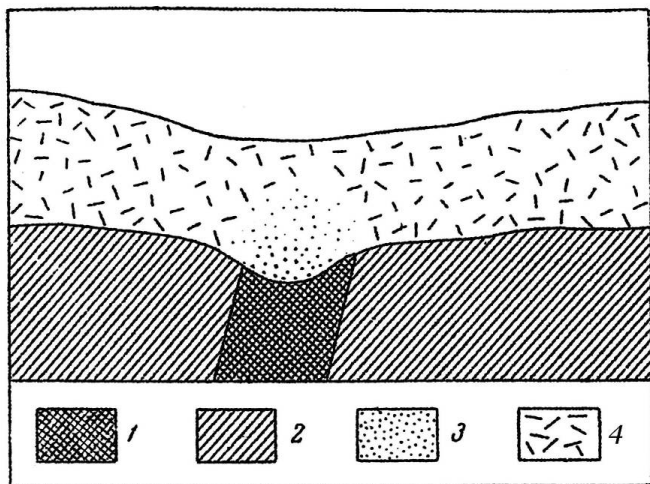


Рис. 49. Разрез элювия разрушающейся рудной жилы в условиях вогнутой поверхности рельефа (по Ю. А. Билибину, 1955 [41])
 1 — рудная жила; 2 — вмещающая порода; 3 — россыпь; 4 — пустой элювий вмещающих пород

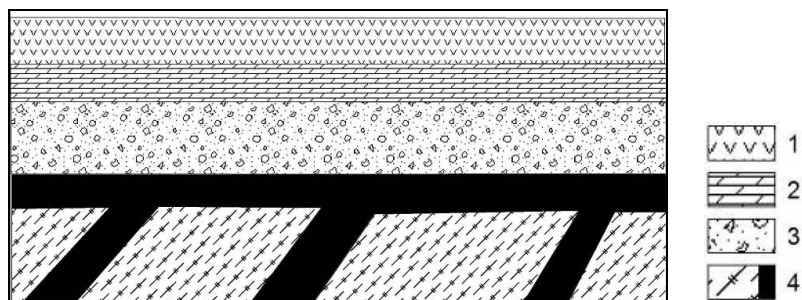


Рис. 50. Условия залегания оловорудной элювиальной россыпи (по Г. Б. Жилинскому, 1965 [47])

1 — зона выщелачивания; 2 — зона окисления и частичного восстановления;
 3 — зона цементации и восстановления вторичных сульфидов над рудными жилами; 4 — вмещающая порода

3.6. СКЛОНОВЫЕ (ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ) ПРОЦЕССЫ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ

Изучая множество источников информации по россыпному делу, можно прийти к выводу, что под термином «делювий» россыпники понимают любой слой рыхлого материала, движущегося по склону между коренным источником и промежуточным или конечным аллювиальным коллектором. Мы также будем придерживаться именно этого значения термина исключительно для удобства понимания механизмов россыпеобразования.

3.6.1. Процессы склоновой денудации

Процесс склоновой денудации для россыпника представляет тройственный интерес. Во-первых, этот процесс перемещает металлоносный обломочный материал от коренного источника к долинам рек. От характера этого переноса во многом зависит характер аллювиальной россыпи. Во-вторых, делювиальные образования сами могут содержать промышленные концентрации металла. В-третьих, металлоносные делювиальные образования — это путь, который ведет поисковика от аллювиальной россыпи к коренному источнику. Только хорошо разбираясь в строении делювия и процессе его динамики, поисковик может быть уверен в том, что его поиски коренного месторождения в любых условиях увенчаются успехом.

Если во многих случаях трудно провести границу между коренными породами и элювием, то еще менее определена граница между элювием и делювием. В делювии, подобно элювию, протекают процессы выдувания, выщелачивания и вымывания. Последнее протекает тем быстрее, чем круче склон. Перемещение материала в делювии протекает несравненно интенсивнее, чем в элювии. Перемещаясь по склону, делювий находится в постоянном движении.

Перемещение делювия по склону обуславливает его несовершенную слоистость. Если на склоне имеется выход контрастной породы (рудная жила), то от нее вниз по склону тянется шлейф

продуктов выветривания. Вблизи выхода — это крупные обломки, плотно прилегающие друг к другу. Вниз по склону они заметно уменьшаются в размерах и разубоживаются в концентрации. Образуется некий слой, перекрывающийся продуктами разрушения вышележащих пород. По мере продвижения вниз этот слой теряет свою индивидуальность, перемешиваясь с посторонним обломочным материалом (рис. 51).

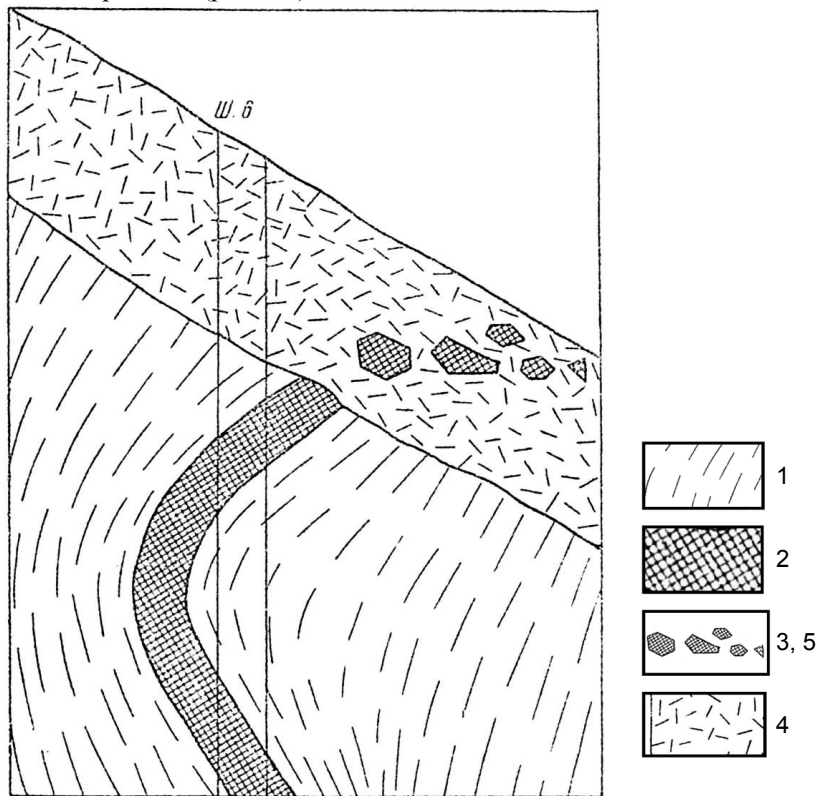


Рис. 51. Схема выветривания коренной рудоносной жилы и образования делювиальной россыпи (по Ю. А. Билибину, 1955 [41])

1 — коренная вмещающая порода; 2 — рудоносная жила; 3 — слой кос; 4 — склоновый чехол; 5 — делювиальная россыпь в склоновом чехле

3.6.2. Делювиальные россыпи

Делювиальные россыпи промышленного значения встречаются гораздо реже элювиальных. Несмотря на это, поисковику приходится с ними встречаться достаточно часто, так как именно при делювиальном переносе производится размельчение рудного концентрата и высвобождение из него металла, без чего невозможна концентрация его в аллювиальной россыпи.

Форма делювиальной россыпи и распределение в ней металла очень сильно зависят от морфологии коренного источника и расположения жилы относительно склона. Если это небольшое гнездо, то форма россыпи напоминает хвост или узкий раструб, расширяясь как в горизонтальном, так и в вертикальном срезе. При пологом склоне раструб расширяется в большей, а при крутом — в меньшей степени. Определив границы россыпи по трем-четырем профилям, можно экстраполировать ее форму и выйти на коренной источник (рис. 52).

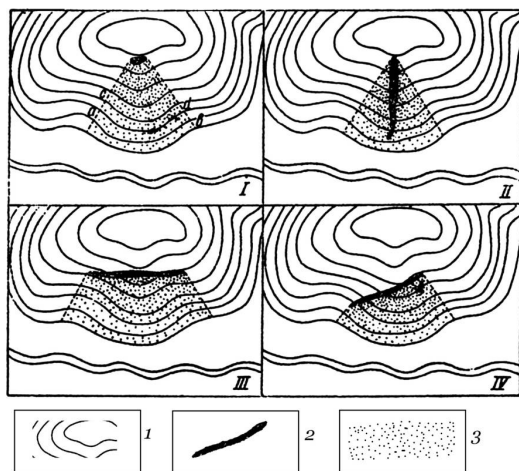


Рис. 52. Форма делювиальной россыпи в плане в зависимости от формы и ориентировки по отношению к падению склона рудного тела (по Ю. А. Билибину, 1955 [41])

1 — изолинейное отображение поверхности склона; 2 — рудное тело; 3 — россыпной шлейф

Благодаря непрерывному перемешиванию делювия при его перемещении по склону золото, касситерит или любой другой тяжелый минерал, заключенные в делювиальной россыпи, подвергаются обработке. Зерна золота сглаживаются, обминаются, обжимаются, расплющиваются. Чем выше по склону расположен коренной источник, тем больше процент таких «окатанных» золотин может присутствовать в коллювии подножного шлейфа. И наоборот, при расположении месторождения вблизи подножия склона в коллювии присутствуют исключительно неокатанные, угловатые частицы рудного вещества.

Разработка элювиально-делювиальных россыпей по времени обычно предшествует разработке коренных месторождений, поскольку почти каждое коренное месторождение сопровождается такими образованиями. Но при этом не каждая элювиально-делювиальная россыпь является промышленной. Большинство из них вырабатывается попутно с разработкой коренного месторождения.

Одними из наиболее известных элювиально-делювиальных россыпей являются россыпи Западной Австралии. Их образование шло двумя последовательными этапами. Первый заключался в интенсивном и глубоком химическом выветривании как самих золоторудных жил, так и изверженных рудовмещающих пород и метаморфических сланцев с развитой в них контактно измененной рудовмещающей зоной. Выветривание шло в условиях аридного климата до конечной стадии и привело к образованию золоторудных латеритов. Второй этап связан с резким изменением климата с преобладанием физического выветривания. Золотоносные прожилки превратились в элювий до глубины 25–60 м, состоящий из щебня и пыли. Ввиду отсутствия там воды процессы обогащения элювия золотом протекали за счет дефляции и выноса пыли. При этом тонкие частицы золота под действием силы тяжести перемещались вниз по трещинам, благодаря чему процесс обогащения распространился вниз до глубины 30 м. Добыча золота на этом месторождении происходит путем провеивания латеритной коры выветривания. Шлейф золоторудного концентрата распространился до 300 м от выхода золотокварцевых жил, представляя пример элювиально-делювиальных россыпей с содержанием золота до 60 г/м³.

Промышленные элювиально-делювиальные россыпи наблюдаются во Французской Гвиане (Южная Америка), Южных Аппалачах (Северная Америка), на Урале, в Среднем (район Золотой горы (хребет Тукурингра)) и Нижнем (район золоторудного месторождения Белая Гора) Приамурье, Аллах-Юньском районе Яно-Инди-гирского междуречья и Колымской золоторудной провинции.

3.7. ДЕЛЮВИАЛЬНО-СОЛИФЛЮКЦИОННЫЕ РОССЫПИ

Данный тип россыпей является арктическим аналогом делювиальных россыпей и распространен в перигляциальном климатическом поясе. Отличительной особенностью делювиально-солифлюкционных россыпей является отсутствие в них заметных концентраций рудного вещества даже в тех случаях, когда они вовлекают в склоновое перемещение металлоносный элювий богатого месторождения. Такое распределение рудного вещества определяется самим процессом солифлюкции. Он препятствует дифференциации вещества на рудные и породообразующие минералы. Процесс накопления полезных компонент в приводораздельных пространствах сопровождается их рассеиванием в делювиально-солифлюкционном потоке. Он подавляется интенсивным перемешиванием рыхлого материала, обогащенного глинистой фракцией. Отделение рудного вещества тормозится еще и особым характером физического и химического выветривания. По склонам в долины водотоков, где происходит их вскрытие, рудные минералы транспортируются заключенными в материнской породе. Структура водораздельного и склонового фациального комплекса россыпей видна на рис. 53.

На нем показаны водотоки, которые размывают рудное тело, представленное дайковыми, кварцево-жильными рудными телами и прожилковыми зонами, обеспечивающими рудным материалом аллювиальные россыпи. Делювиально-солифлюкционные россыпи содержат лишь наиболее легкую фракцию шлихового комплекса. Это обстоятельство позволяет проследить весь путь транзита рудного вещества вниз по склону в направлении к аллювиальной артерии.

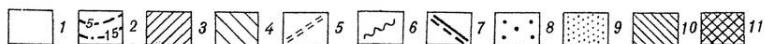


Рис. 53. Схема размещения элювиальных, делювиально-солифлюкционных и аллювиальных россыпей в бассейне одной из рек северо-востока (по Н. А. Шило, 1985 [56])

1 — аллювиальные отложения; 2 — бровки террас и их высоты (м); 3 — нижнеюрские глинистые сланцы и песчаники; 4 — песчаники и сланцы верхнего триаса; 5 — дайки порфиринов; 6 — кварцевые жилы; 7 — дайки и минерализованные зоны дробления; 8 — элювиальные и делювиально-солифлюкционные россыпи, 9–11 — аллювиальные россыпи с разными концентрациями золота

В вертикальном разрезе склоновых отложений в пределах рудного поля наблюдается неравномерное распределение рудного минерала. Около рудных тел он находится только в элювии. Но по мере удаления от последних рудное вещество обнаруживается в средних, а у основания склона — и в верхних слоях склонового материала. Максимальная удаленность перемешанного материала

наблюдается уже в нескольких десятках метров от коренного источника. Россыпеобразующий минерал крупных фракций уже присутствует на глубинах 0,7–1 м от поверхности в цементирующем щебнистую фракцию суглинистом материале. Мелкие фракции встречаются еще выше — в слое 0,2–0,8 м.

Таким образом, делювиально-солифлюкционный поток, характерный для рудных полей перигляциального климата, с одной стороны, разубоживает концентрацию коренного месторождения, а с другой — является транзитером россыпных минералов в долины рек, питающим аллювиальные россыпи.

3.8. АЛЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫЙ И КОЛЛЮВИАЛЬНЫЙ ПРОЦЕССЫ ЭРОЗИИ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНЫМИ РЕЧКАМИ, КЛЮЧАМИ И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЕ

Металлоносный аллювий, пролювий и коллювий, накапливающиеся в верховьях самых малых водотоков, являются первичными промежуточными коллекторами для образования аллювиальных россыпей, возникающих в уже сформированных речных долинах гораздо ниже по течению. Поэтому для того, чтобы понять механизм образования и строение аллювиальных россыпей, необходимо создать представление о режиме горных рек и ключей и переносе ими обломочного материала, а также рассмотреть закономерности развития речных долин. Наиболее значимыми факторами функционирования малых первичных водотоков являются: а) весеннее снеготаяние; б) летние дожди; в) оттаивание склоновых льдов, наледей и вечной мерзлоты; г) выходы грунтовых вод; д) испарение; е) карст; ж) циркуляция воздуха в трещинах и карстовых полостях.

Все выпадающие в этих районах осадки претерпевают следующие преобразования: а) испарение; б) просачивание вглубь; в) сток. Испаряющаяся часть баланса теряется в атмосфере. Просачивающаяся часть, циркулируя в качестве грунтовых вод, через 4–5 лет попадает в речные бассейны. Эта часть воды обеспечивает речкам

и ключам бесперебойное функционирование, невзирая на состояние погоды, и значительно смягчает эффект засушливых и влажных периодов. Та часть осадков, которая стекает в водотоки прямо по поверхности, составляет основной источник их питания, находящийся в тесной зависимости от погодных условий.

Такой динамический режим жизни малых водотоков, дренирующих делювиальные склоны в пределах рудных месторождений, обеспечивает поставку россыпного полуфабриката в речные артерии, а россыпи — бесперебойным питанием материалом делювиальных шлейфов.

3.9. ГЕТЕРОГЕННЫЕ РОССЫПИ

Развитие делювиального процесса завершается флювиальной переработкой материала склоновых отложений в ложбинах стока, распадках, долинах горных ручьев и рек. Их россыпные коллекторы могут рассматриваться как эмбриональные формы аллювия. Они являются вершиной аллювиального процесса. Для таких россыпей характерен слабо обработанный разнообразный обломочный материал. В перигляциальном поясе он сцементирован глинисто-суглинистым и биогенно-коллоидным веществом. Этот вид делювиально-солифлюкционно-аллювиальных россыпей характерен для всех арктических регионов, но его роль в общем балансе запасов весьма незначительна. География делювиально-солифлюкционно-аллювиальных россыпей охватывает северо-восток России, Сибирь, Полярный Урал, Забайкалье и др.

Здесь рыхлые отложения верховий долин и ручьев образуют двухъярусный разрез. Его нижняя часть представлена делювиально-аллювиальными отложениями, значительную часть которых слагает неокатанный щебнистый материал. В них встречаются значительные концентрации слабоокатанного рудного минерала. В верхней части разреза залегают делювиально-солифлюкционные отложения. Высокие концентрации рудных минералов в этих отложениях определены тем, что распадок вскрывает рудную зону с повышенной эрозионной податливостью, вследствие чего он легко

образует вдоль нее свою долину. Рассматриваемые россыпи занимают промежуточное положение между типичными делювиальными, делювиально-солифлюкционными и аллювиальными. Для них характерны черты всех вышеперечисленных групп.

Таким образом, если солифлюкционно-делювиально-пролювиальные россыпи являются начальной стадией образования аллювиальных россыпей, то аллювиально-колювиальные представляют конечную стадию их эволюции.

3.10. АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Рассмотрение аллювиального процесса и связанного с ним россыпеобразования основано на физическом взаимодействии отдельных компонент твердого вещества с водой как главным членом системы. В ходе преобразований обломочного материала в долинно-аллювиальной среде осуществляется концентрация рудных минералов, достигающих при определенных гидродинамических условиях промышленного содержания в пласте. Главным фактором формирования ореолов рассеивания рудного вещества в ходе аллювиального процесса являются физические, гидродинамические и литогенетические явления. Это существенно отличает аллювиальное россыпеобразование от делювиального и элювиального, где ведущими являются геохимические процессы. И именно их характер определяет скорости и особенности концентрации рудных минералов.

С учетом этих замечаний можно остановиться на наиболее ярких чертах содержания рудных минералов речных отложений. Все нижесказанное может быть распространено на золото, платину и минералы, близкие к ним по величине гипергенной устойчивости.

Аллювиальные россыпи по месту образования в долине подразделяются на а) плотиковые, или щеточные, б) русловые, в) косовые и г) долинные.

Щеточные россыпи. К ним относят россыпи с концентрацией полезного минерала в трещинах коренных пород, обнажающихся в зоне прирусловых отмелей. Эти россыпи отражают совершенно

определенную геоморфологическую обстановку развития речной сети и формирования аллювиальной толщи. Они встречаются на перепадах продольного профиля ложа реки, в зоне передового фронта врезания, где эрозионная деятельность рек по тем или иным причинам замедляется. В этом случае изменение динамической силы водного потока сразу же сказывается на концентрациях минералов. Осаждаются наиболее тяжелые минералы. Впоследствии щеточные россыпи могут быть перекрыты аллювием. Тогда щеточные россыпи преобразуются в косовые и русловые.

Русловые россыпи. К ним можно отнести неперекрытый речными отложениями продуктивный аллювий пристрежневой части русла, совмещенный с плотиковой зоной. Аллювий находится в сфере действия водного потока. Россыпи образуются в инстративную фазу врезания реки в коренное ложе. Для русловых россыпей характерны накопление минералов в плотиковой фации и частичное их рассеяние в надплотиковом аллювии. Здесь концентрируются наиболее крупные минералы и содержатся наибольшие их концентрации.

Косовые россыпи. К ним сначала относили металлоносные отложения прирусловых отмелей. Они образуются за счет переносимых во взвешенном состоянии мелких чешуек тяжелых металлов (чешуйчатое золото). Дальнейшие исследования показали, что в таких россыпях крупность тяжелого минерала превосходит средний размер зерен, относимых к классу мигрирующих в водном потоке. Здесь он передвигается волочением и перекачиванием по дну. Этим объясняется отсутствие косовых россыпей, связанных с пойменными и старичными фациями, которые слагаются материалом, передвигающимся во взвешенном состоянии. Для косовых россыпей характерны низкие содержания металла, представленного мелкими фракциями, состоящими из уплощенных частиц.

Долинные россыпи. В настоящее время долинными россыпями принято считать продуктивные отложения аллювия, залегающие в районах рек и ручьев, которые отделены от современного русла аллювиальной толщей, включающей пойменную и старичную фации. Другими словами, под долинными россыпями необходимо понимать россыпи, содержащиеся в пойменных террасах.

На территории России и стран, некогда в нее входящих, металлоносные аллювиальные месторождения по своей распространенности распределяются следующим образом: русловые россыпи встречаются в 0,1% случаев, долинные — в 55,4% и террасовые — в 44,5% случаев.

Сложная эволюция речной сети горных стран сопровождается формированием долинных россыпей, различающихся между собой строением, генезисом слагающих пород, условиями залегания и т. д. Все это обусловлено процессом обособления долинных россыпей от русловых, из которых они развиваются. В то же время сам процесс обособления весьма сложен и не может быть сведен лишь к формированию пойменных фаций.

В россыпных провинциях горных поясов, переживающих этап молодых тектонических поднятий, обособление долинных россыпей от русловых часто происходит в результате накопления русловых фаций. Это характерно для тех случаев, когда русловые фации составляют основной элемент аллювиальной свиты. Такая разновидность россыпей является наиболее распространенной. Она принимает участие в строении главных аллювиальных месторождений золота и платины, касситерита и циркона. Подобными чертами обладают долинные россыпи большинства крупных и среднеразмерных месторождений. Это объясняется тем, что в процессе обособления долинных россыпей от русловых важную роль играет положение гидросети в той или иной физико-географической обстановке. В криогенной зоне, где перигляциальные процессы осадкообразования подавляют другие типы литогенеза, обособление долинных россыпей может происходить за счет неаллювиальных отложений. К наиболее распространенным их представителям можно отнести солифлюкционные образования. Они могут перекрывать поймы многих водотоков, особенно в глубоковрезанных долинах, имеющих небольшие размеры.

В высоких широтах Земли получила распространение вторая разновидность россыпей данного типа. Это преимущественно малые объекты, и заключенные в них запасы составляют небольшую часть запасов долинных россыпей этих же районов. Такие месторождения есть в Яно-Колымском горном поясе, Канаде и Аляске.

Во многих горных странах обособление долинных россыпей от русловых происходит на стадии флювиальной аккумуляции в условиях нарушения обычного хода эрозионной деятельности водотоков, в формирующихся прогибах, перигляциальных и гляциальных областях. Подобное образование россыпей зависит от сложной тектоногеоморфологической эволюции горных поясов и физико-географической обстановки, контрастно изменяющейся во времени и от места к месту. Поэтому данная разновидность россыпей встречается хотя и реже двух предыдущих, но не является исключением и известна в бассейнах рек Лены и северо-востока России, на Аляске, Урале и других областях. Поскольку этот тип долинных россыпей мало изучен, есть перспектива обнаружения подобных образований и в более широкой географии планеты.

Таким образом, *долинными россыпями следует считать все продуктивные отложения, залегающие в поймах водотоков, отделяющихся от русловых осадков, выполняющих долину, рыхлой толщей* (см. рис. 54).

Долинные россыпи прекращают свое существование лишь на стадии, когда одна часть их металла переотлагается во вновь образующиеся русловые россыпи, а другая остается на месте в период, когда пойма превращается в террасу.

В различных рудных провинциях планеты, особенно в горных поясах, наблюдается большое разнообразие долинных россыпей. Среди них выделяются россыпи эрозионных долин: а) с нормальной мощностью аллювия; б) избыточной мощностью аллювия; в) областей древнего оледенения; г) связанные с иными разновидностями россыпей, проявляющихся в зоне перехода от гляциального пояса к областям развития других типов литогенеза — аридного или гумидного.

Образование промышленного пласта. Вся работа по исследованию россыпей, в конце концов, должна привести к ответу на единственный вопрос — как образуется промышленный пласт?

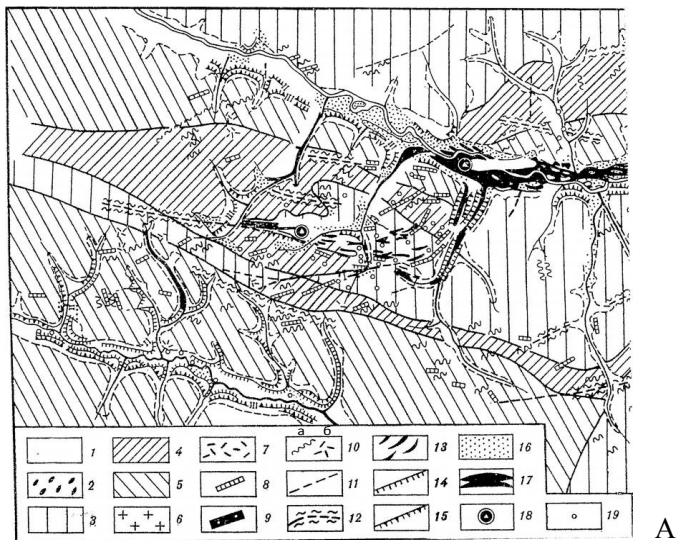


Рис. 54. Геологическая схема строения месторождения россыпного золота, образованного в долине с нормальной мощностью аллювия (по Н. А. Шилов, 1985 [56])

А: 1 — аловий; 2 — ледниковые отложения; 3–5 — свиты позднепермского возраста (3 — нижняя, сланцевая; 4 — средняя, туфогенная; 5 — верхняя, сланцевая); 6 — гранитоидный массив; 7 — штоки сложного состава; Б: 8, 9 — дайки (8 — основных пород; 9 — кислого состава); 10 — кварцевые жилы (а) и их элювиальные фрактолиты (б); 11 — тектонические нарушения; 12 — зоны рудной минерализации; 13 — рудные тела; 14, 15 — террасы разных высотных уровней (14 — аккумулятивные; 15 — цокольные); 16, 17 — концентрации золота в аллювии (16 — умеренные; 17 — высокие); 18, 19 — золотоносные проявления (18 — с высокими и 19 — умеренными содержаниями золота)

Пласт промышленных россыпей состоит из трех элементов: а) нижняя часть гравийно-галечникового слоя, перекрывающая плотиковый аллювий; б) собственно плотиковый аллювий или главная его часть; в) подстилающий плотиковый аллювий щебень коры выветривания коренных пород, сменяющийся зоной трещиноватых пород. Промышленный пласт, сложенный обломочными породами, представляет собой двух- или трехкомпонентную смесь из грубообломочных, гравийно-галечных и щебнистых пород, цементированных песчано-глинистым материалом в условиях умеренного и илистым материалом в условиях арктического климата.

Промышленный пласт образуется в динамических условиях не только инстративного и перстративного, но и реже констративного типа.

Таким образом, пласт образует систему, состоящую не только из пород разных фракций, но и из отложений, образовавшихся в различное время. Каждый член системы независимо от места в разрезе может относиться к разным динамическим фазам. Такие условия характерны для динамических условий горных рек.

3.11. ТЕРРАСОВЫЕ РОССЫПИ

В различных металлогенических провинциях террасовые россыпи играют далеко не одинаковую роль в образовании месторождений. В одних случаях они содержат основную часть запасов, а в других имеют второстепенное значение. Но есть одна

общая закономерность: количество запасов уменьшается с увеличением порядкового номера террасы относительно днища ввиду сокращения их площадей вверх по склону. Поэтому кажется вполне естественным, что основная часть запасов (более 75%) связана с I и II надпойменными террасами, причем в первой находится почти половина (40,9%) запасов аллювиальных россыпей и 18,2% от всех запасов россыпного металла. Более 90% запасов россыпей сосредоточено в первых трех террасах, тогда как остальные содержат менее 10%. В то же время на IV террасу приходится 71,4% этого количества. Такое распределение запасов россыпного металла в террасовом аллювии объясняется действием экзодинамических процессов в междуречных пространствах (рис. 55).

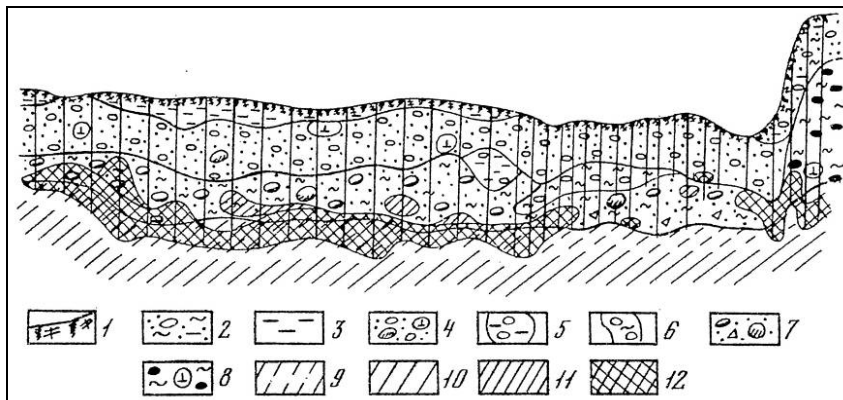


Рис. 55. Поперечный разрез долинной россыпи с нормальной мощностью аллювия (по Н. А. Шило, 1985 [56])

1 — почвенно-растительный слой; 2 — покровный суглинок с галькой; 3 — ил серого цвета; 4 — слабо связанные галечники с песком, валунами и линзами льда; 5 — линзы ила с галькой; 6 — линзовидные прослои вязкой глины с галькой; 7 — галечник с валунами и щебнем, связанный в нижних горизонтах темно-серыми песчанистыми суглинками; 8 — отложения второй террасы: галечники, связанные желтым суглинком и линзами льда; 9 — трещиноватые коренные породы; 10 — ненарушенные коренные породы (глинистые сланцы); 11, 12 — золотоносность (11 — умеренных и 12 — высоких содержаний золота)

Значение террас в формировании россыпных месторождений не исчерпывается долей заключенных в них запасов. Более важна другая их функция — участие в образовании долинных россыпей, когда при аллювиальном, делювиальном или солифлюкционном разрушении их полезные ископаемые переотлагаются во вновь формируемые долинные россыпи. При этом переотлагаемые материалы находятся в свободном состоянии, а их поведение в водном потоке полностью определяется гидродинамикой среды и физическими свойствами рудного вещества. Следовательно, образование долинных россыпей из вещества террас — процесс сложного эволюционного развития. Он связан с проблемой террасообразования: взаимоотношением климатических и тектонических ритмов.

3.11.1. Россыпи террас платформенных долин

Россыпи платформенных террас характерны для крупных рек, но реже встречаются и в долинах небольших водотоков. В подавляющем большинстве случаев они связаны с низкими надпойменными террасами, особенно формирующимися в районах молодого вреза речной сети. Причина этого в том, что устанавливающееся в предшествующий этап эволюции речной сети равновесие между эрозией и склоновой денудацией обычно нарушается медленней, чем происходит врезание водотоков.

Россыпи платформенных террас по Н. А. Шило (1985) представлены двумя разновидностями: первая связана с террасами, имеющими цоколь из коренных пород, вторая — с аккумулятивными террасами.

Россыпи аккумулятивных террас на платформах известны во многих рудных районах мира. Они формируются вслед за аккумуляцией отложений, залегают на поверхности коренного ложа долины и являются по генезису долинными. По сути дела, они залегают в цоколе вышележащих аккумулятивных террас.

3.11.2. Террасовые россыпи горных стран

Террасовые россыпи горных стран тоже характерны для всех рудных районов. Мощность аллювия на низких террасах обычно нормальная или близка к ней. С высоких террас часть ал-

лювия удалена склоновыми процессами. В горах на речных террасах выше 20 м аллювий сохраняется лишь в углублениях плотика. Иногда отмечается металлоносность лишь самого плотика. Но по большей части и плотик страдает от денудации, а рудный концентрат оказывается снесенным на дно долины. Часть террасового аллювия бывает уничтожена боковой эрозией при формировании более низких террас и поймы (рис. 56).

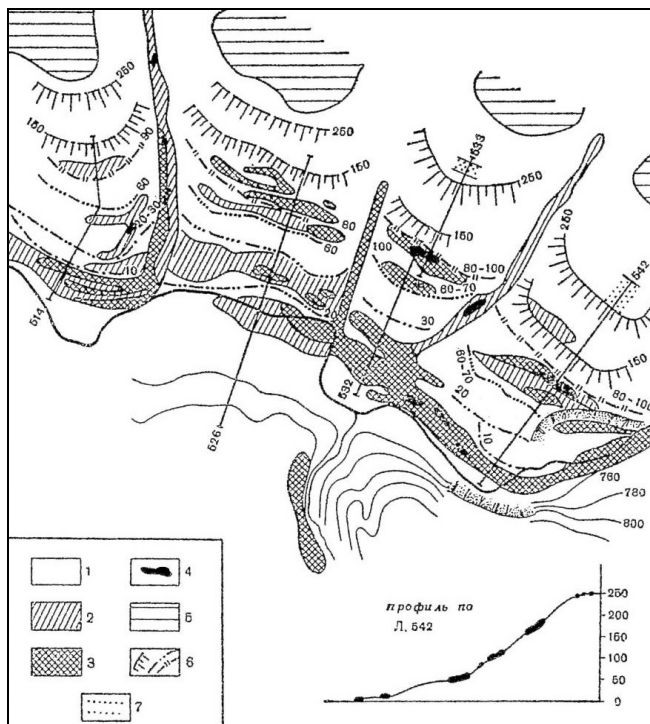


Рис. 56. Террасовые россыпи р. М. Тарын (верховья р. Индигирки)
(по Ю. Н. Трушкову, 1964 [55])

1 — знаковая золотоносность; 2 — слабая золотоносность; 3 — повышенная золотоносность; 4 — богатая гнездовидная золотоносность; 5 — древние поверхности выравнивания; 6 — бровки террас; 7 — осыпи. Цифрами обозначены высоты террас (при их бровках), с индексом Б — номера проходческих линий

На геоморфологических картах россыпных районов отчетливо видно, что площади пойм больше, чем площади любой из древних террас (рис. 57).

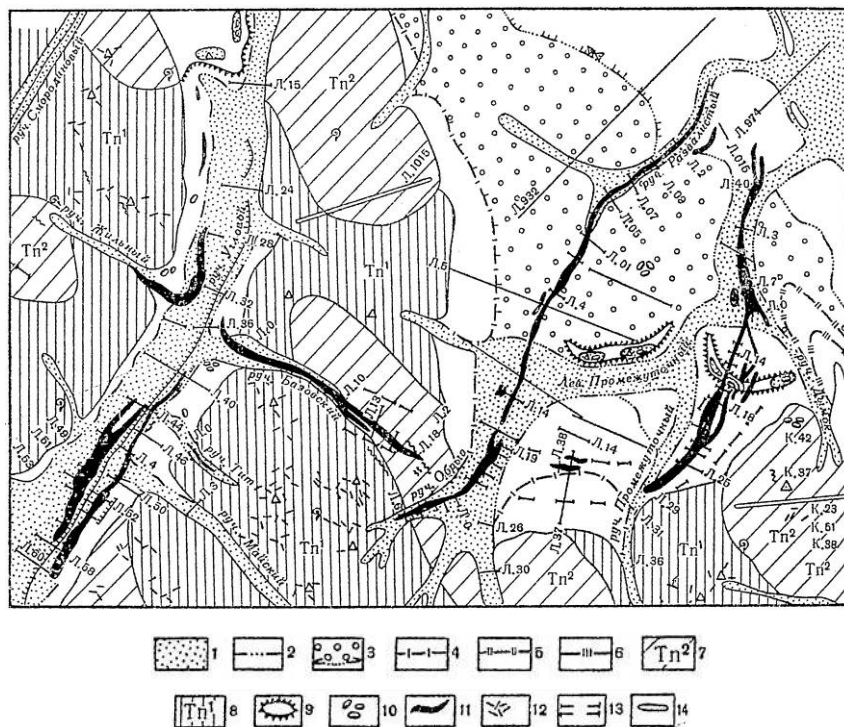


Рис. 57. Схема расположения россыпей на геоморфологической основе на участке Угловой-Промежуточный (бассейн верховой р. Индигирки) (по А. И. Скрыбину, 1964 [54])

1 — аллювий современных долин; 2 — терраса 20-метрового уровня; 3 — терраса 50-метрового уровня; 4 — терраса 100-метрового уровня; 5 — терраса 120-метрового уровня; 6 — терраса 200-метрового уровня; 7 — коренные породы верхненорийского яруса триаса; 8 — породы нижненорийского яруса триаса; 9 — морены; 10 — россыпи ледниковых валунов; 11 — россыпи золота; 12 — кварцевые жилы и их фрактолитовый элювий; 13 — древние долины; 14 — дайки магматических пород

Но бывают и исключения. Так, 100-метровая терраса рр. Шилки, Аргуни и других рек бассейна Амура выше г. Хабаровска превышает ширину пойм. Ширина этой террасы достигает 2–5 км. Похожую картину можно наблюдать и в средней части бассейна верхней Оби в районе г. Барнаула, р. Катунь на Алтае.

При нормальной мощности террасового аллювия распространение в нем полезных компонент наблюдается у «спая» — места сочленения толщи аллювия с коренной частью склона. Разработки террасовых россыпей менее удобны, чем россыпей поймы, поскольку при добыче из них концентрата требуются дополнительные затраты на подачу воды для гидромонитора.

3.12. РОССЫПИ ДРЕВНЕГО АЛЛЮВИЯ, ЗАЛЕГАЮЩЕГО В СОВРЕМЕННЫХ ДОЛИНАХ И ТЕРРАСОУВАЛАХ

Террасоувалами называется пологосклонный (до 10–12°) рельеф долин и междуречий, связанный с денудационными процессами нивелировки террас древней и современной гидросети. Россыпи террасоувалов связывают с процессом денудационно-аккумулятивной деформации террасового ряда склонов. Террасовые россыпи в процессе развития долины рано или поздно попадают в область интенсивного действия склоновых процессов. Некоторые террасы, имеющие форму узких и менее выраженных ступеней, быстро уничтожаются. Другие в сильно разрушенном и деформированном виде продолжают сохраняться. Склоновая деформация россыпей обусловлена в основном климатическими процессами, протекающими на фоне нисходящих тектонических движений земной поверхности.

В *гумидном поясе* в области тропического и субтропического влажного климата деформация террасовых россыпей выражается в интенсивном размыве, протекающем тем активнее, чем выше над тальвегом поднята россыпь. Преобладающими процессами разрушения древних металлоносных террас являются плоскостной смыв

и оползнеобразование. В поясе умеренно влажного климата террасовые ряды деформируются под действием делювиальных процессов, образования оврагов, тектонических движений и др. В перигляциальном климатическом поясе высоко поднятые над тальвегом террасовые россыпи активно разрушаются процессами солифлюкции. При этом ключевое значение приобретает не только высотное положение террас, но и экспозиция склонов, на которых они развиты. Обычно солифлюкция более активна на склонах южной экспозиции. Здесь наблюдается планиформный процесс консервации террас. На этих склонах террасы перекрываются плащом делювиально-солифлюкционных отложений, что приводит к прекращению их уничтожения. Наглядной иллюстрацией могут служить разрезы террасовых россыпей на рис. 58.

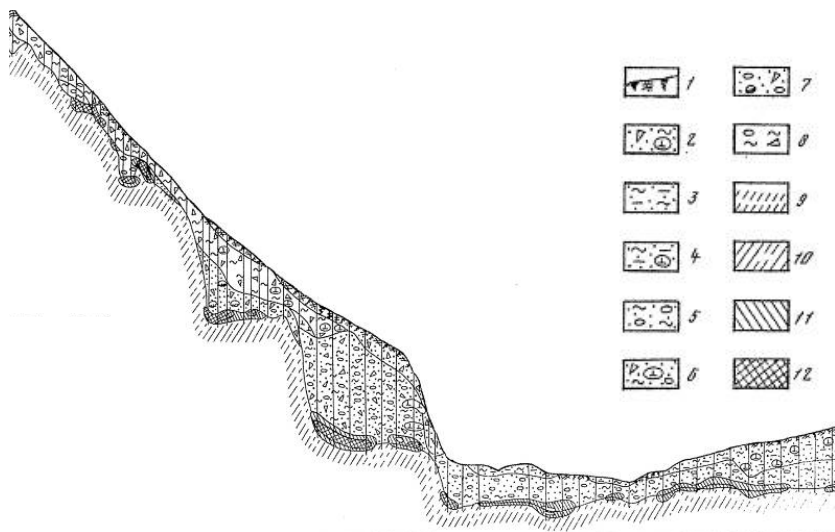


Рис. 58. Террасоувал. Условия залегания покровного плаща позднелепистоценовых и голоценовых продуктивных отложений на террасированном склоне (по Н. А. Шило, 1985 [56])

1–5 — отложения нижнего и верхнего голоцена (1 — почвенно-растительный горизонт; 2 — делювиально-солифлюкционные щебнистые суглинки; 3–5 — субфации современного аллювия: 3 — илесто-песчанистые глины;

4 — галечник и пески серого цвета; 5 — золотоносный песчано-глинистый галечно-щебнистый горизонт; 6, 7 — отложения позднего неоплейстоцена (6 — аллювий первой террасы; 7 — золотоносный галечно-валунный аллювий второй и третьей террас); 8 — золотоносный галечниковый аллювий четвертой и пятой террас; 9 — фрактолитовый элювий коренных пород; 10 — не подвергшиеся выветриванию коренные породы; 11, 12 — различные концентрации золота (11 — значительные; 12 — высокие)

Иногда остаточный аллювий обнаруживается на относительно крутых ($20\text{--}30^\circ$) склонах. Однако отнести такие склоны к увалистому рельефу было бы неправильно. Такой рельеф получил название «подувальный». Подувальные россыпи и россыпи глубоких тальвегов были обнаружены в процессе разведочных работ в обычных долинах. Подувальные россыпи залегают под чехлом склоновых образований, а иногда и аллювия террас. В результате слияния их в единую денудационную поверхность и формируются террасоувалы. Но подувальный аллювий относится к более раннему циклу эрозионного врезания долин. Типичная картина разновидностей подувального рельефа долин представлена на рис. 59.

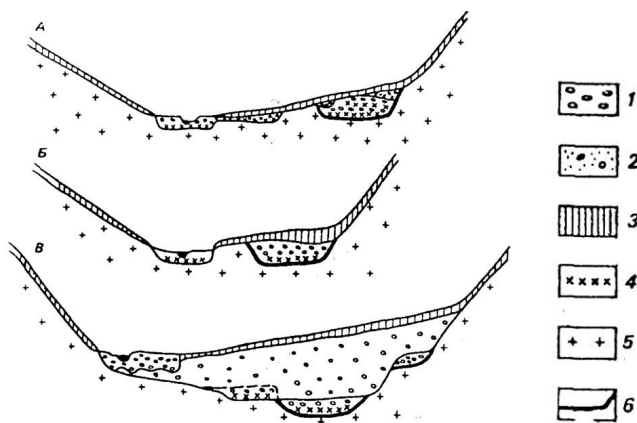


Рис. 59. Схематические разрезы подувальных эрозионных врезов (по С. С. Воскресенскому, 1985 [43])

А — подувальный врез выше уровня поймы; Б — то же на уровне поймы; В — то же ниже уровня поймы. 1 — аллювий поймы, террас и террасо-

увалов; 2 — аллювий подувальных врезов и древних выполнений; 3 — делювиально-солифлюкционно-дефлюкционные склоновые образования; 4 — золотоносный аллювий; 5 — коренные породы; 6 — геоморфологическая поверхность подувального вреза

Иногда разведочные линии обнаруживают погребенные тальвеги — аллювий разных циклов аккумуляции, залегающий на двух уровнях. Для образования подувальных врезов с россыпями или без них обязателен этап накопления в долинах констративного аллювия, после чего начинается новый этап врезания с образованием современных террас и пойм. Накопление может быть различным по размеру. Иногда удается установить, что на дне долин накапливается толща до 100–150 м. Большие мощности свойственны долинам рек впадин и депрессий. На тех же реках, не испытавших опусканий, мощности одновозрастных аккумулятивных образований обычно меньше. Заметно уменьшаются мощности металлоносного аллювия в местах, где реки пересекают поднятия (рис. 60).

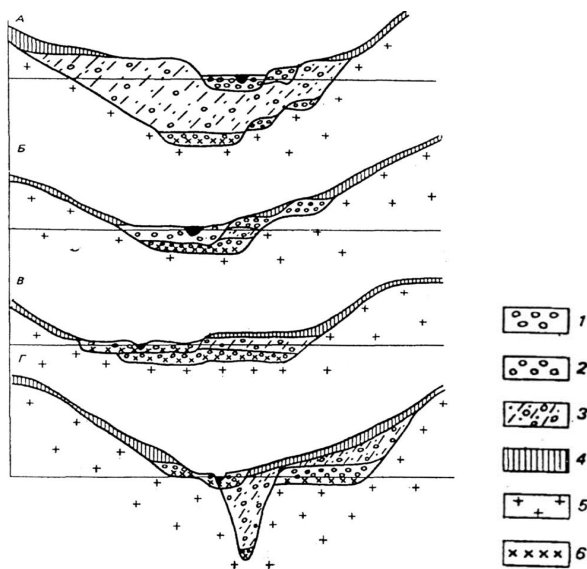


Рис. 60. Схематические разрезы погребенных тальвегов (по С. С. Воскресенскому, 1985 [43])

А — полностью сохранившиеся погребенные долины с комплексом террас; Б — частично сохранившаяся древняя долина (древний аллювий залегает под поймой, частично под террасой); В — частично сохранившаяся погребенная долина (древний аллювий залегает под террасами); Г — погребенная долина и каньон. 1 — аллювий поймы и террас; 2 — аллювий погребенных тальвегов; 3 — аллювий древних долин; 4 — склоновые потоки рыхлого вещества продуктов выветривания; 5 — коренные породы; 6 — золотоносный аллювий

3.13. РОССЫПИ ДОЛИН, ПОТЕРЯВШИХ СВЯЗЬ С СОВРЕМЕННЫМ РЕЛЬЕФОМ

К долинам, потерявшим связь с современным рельефом, относят: долины поверхностей выравнивания, древние долины, утратившие связь с современным рельефом в результате тектонических перестроек рельефа, и опущенные долины, аллювий которых отлагается в условиях предгорных котловин опускания, межгорных и внутригорных депрессий и предгорных прогибов.

3.13.1. Россыпи поверхностей выравнивания

К данной разновидности относятся россыпи, находящиеся в рыхлом аллювии кайнозойского и мелового возраста. Они залегают в долинах, морфологические черты которых стерты денудацией. Но данные долины нельзя назвать ни «опущенными», ни погребенными. Их аллювий располагается на водораздельных плоскогорьях выше дна современных долин. Древние долинны врезы заполнены рыхлыми отложениями вровень с прилегающими частями междуречий и перекрыты транзитными маломощными делювиальными покровами. Поэтому-то они и получили название «скрытые». Этот тип россыпей описан П. К. Яворским на Урале еще в начале XX в. и исследован на Зауральском пенеппене А. Г. Желамским в 1960–70-е гг. Невыраженные в рельефе фрагменты древних долин наблюдались в толщах каолиновых кор выветривания. Типичный пример водораздельной россыпи представлен на рис. 61 и 62.

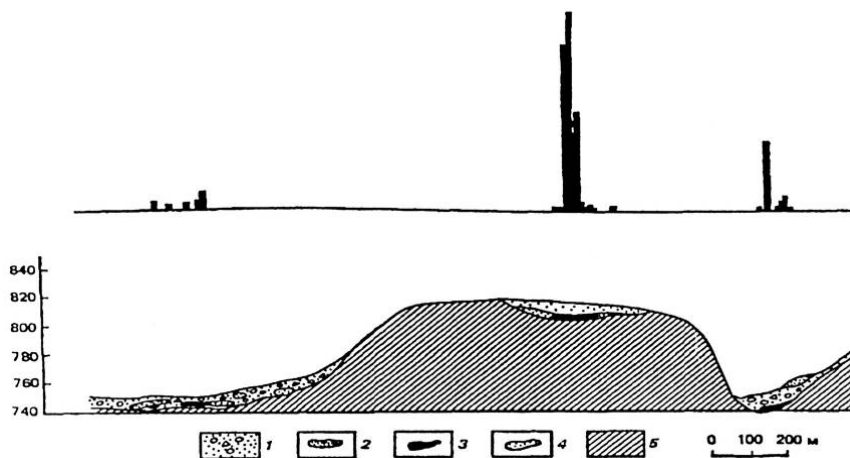


Рис. 61. Строение водораздельной россыпи на Предуральском пенеппене (по А. Г. Желамскому, 1970 [46])

1 — современные и верхнеплейстоценовые отложения; 2 — отложения террасового комплекса современных долин; 3 — россыпь золота; 4 — отложения аллювия древней водораздельной гидросети; 5 — коренные породы. Черными столбиками обозначена относительная продуктивность россыпей золота

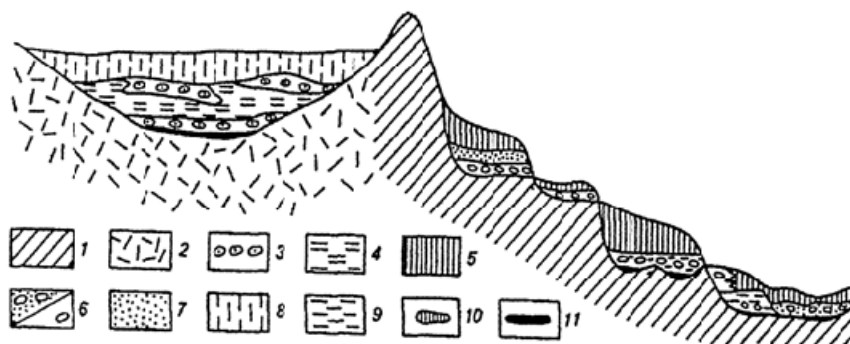


Рис. 62. Строение водораздельной россыпи древней долины Алтае-Саянской области (по Ю. П. Казакевич, М. В. Ревердатто, 1972 [48])

1 — складчатый фундамент; 2 — алитная кора выветривания; 3 — пестроцветные галечники; 4 — пестроцветные глины; 5 — красно-бурые суглинки; 6 — галечники; 7 — пески; 8 — бурые суглинки; 9 — синие глины; 10 — торф; 11 — золотиносные россыпи

Поиски таких россыпей осуществляются с помощью шлихового анализа склоновых отложений междуречий. Их также можно обнаружить с помощью дешифрирования дистанционных изображений в инфракрасной зоне или радиолокационных диапазонах электромагнитного спектра. Повышенные мощности рыхлых отложений на цокольной поверхности всегда будут более влагоемкими и отображать себя в виде темных полос, повторяющих конфигурацию речной сети.

3.13.2. Россыпи приподнятой долинной сети

Среди россыпей в долинах, поднятых над современным базисом эрозии, можно различать россыпи древних долин, фрагменты которых наблюдаются в современном рельефе водораздельных пространств. Они оторваны от базиса денудации. Такие долины встречаются почти во всех горных системах. Эти долины давно оставлены реками в силу разных причин: перехватов, в результате подпора ледниками и др. Но чаще всего это происходит в результате тектонической перестройки рельефа. Оставленные долины обычно хорошо выражены в рельефе, хотя аллювий их перекрывается мощным слоем делювия, коллювия или пролювия, что затрудняет выявление россыпей.

Типичным примером таких россыпей можно считать россыпи древней гидросети бассейна верховьев р. Лены. По данным Б. В. Томилова (1980), их эксплуатация ведется с перерывами с 1654 г. Всего известно 15 месторождений. Аллювиальные образования древних долин представлены хорошо окатанными валунниками, галечниками, песками, суглинками и глинами мощностью от 2,5 до 195 м. Древний аллювий подстилается корами выветривания мелового и неогенового возраста. Осадки древней гидросети, активно функционировавшей с позднего плиоцена до позднего неоплейстоцена, относятся к манзурской свите, формировавшейся в

констративную фазу развития этой речной системы. Древняя гидросеть была выработана до возникновения в Байкальской впадине глубоководного бассейна, в то время, когда в ее пределах был субаральный рельеф. Эта ситуация представлена на рис. 63.

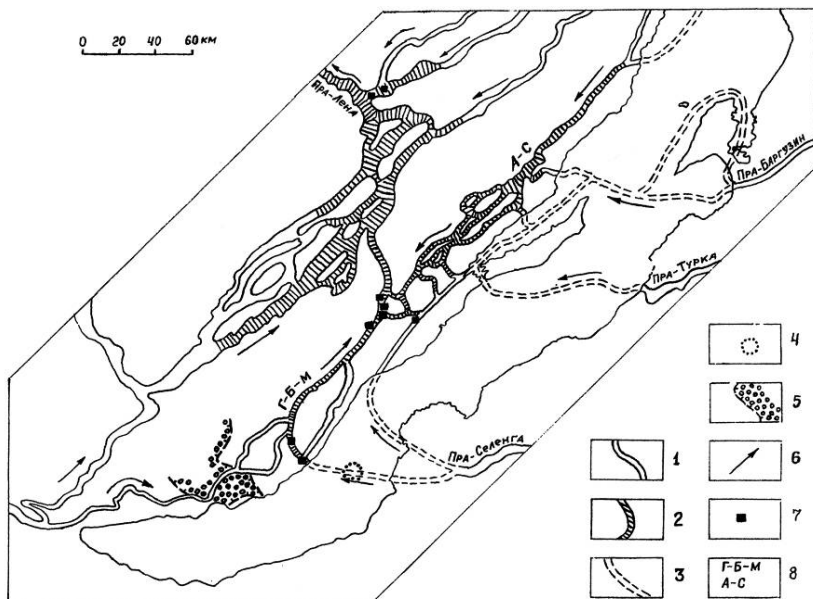


Рис. 63. Реконструкция древней трансбайкальской гидросети манзурского времени (поздний плиоцен — средний неоплейстоцен)
(по Д. В. Лопатину, Б. В. Томилову, 2004 [51])

А-С — Анай-Сарминская и Г-Б-М — Голоусненско-Бугульдейско-Манзурская приподнятые древние золотоносные долины Селенгино-Ленского (добайкальского) этапа развития рельефа Прибайкалья. 1 — древние долины, реконструированные по геоморфологическим признакам дешифрирования аэрофотоснимков высокого разрешения; 2 — то же по данным реконструкции рельефа и анализа геологических разрезов; 3 — условная реконструкция с использованием данных эхолотирования и сейсмоакустического зондирования; 4 — точки нахождения манзурского аллювия по данным глубокого бурения; 5 — юрские конгломераты; 6 — направления течения древних рек; 7 — места опорных разрезов манзурского аллювия; 8 — названия древних рек

Россыпи покинутых реками долин могут оказаться и на седловинах, территориально привязанных к одной прямолинейной зоне разлома. При пересечении ее в долинах рек иногда появляются целые серии россыпей, что связано с приуроченностью к данной зоне коренных рудопоявлений. При наблюдении на местности отчетливо видно, что седловины продолжают одна другую, трассируя зону разлома. В прошлом в зоне разлома могла существовать единая, в более позднее время расчлененная долина. В таком случае высоты седловин оказываются близкими по значениям. Ширина их постепенно увеличивается в одном направлении одновременно с уменьшением высотных отметок. При пересечении таких древних долин современными реками в днищах последних образуются вторичные россыпи.

3.13.3. Россыпи опущенной долинной сети

К этому классу относятся погребенные россыпи. Они могут находиться как в основании аккумулятивной толщи одной долины под толщей аллювия, моренных или озерных отложений, так и в пределах обширных площадей аккумуляции.

Россыпи внутригорных впадин. На равнинах скорости водных потоков невелики, и они почти не перемещают частицы тяжелых минералов. В ходе чередования эпох размыва и аккумуляции материал неоднократно перемывается. Здесь встречаются преимущественно погребенные дельтовые, прибрежно-морские и аллювиальные россыпи, перекрытые разнообразными по генезису отложениями. Цоколь аллювиальных равнин достаточно ровный. Имеющиеся неровности представляют собой древние долины, в которых могут быть россыпи.

В настоящее время многие равнины суши представляют собой арену денудации. Древние аккумулятивные толщи, в том числе содержащие полезные компоненты, перемываются реками и дают начало новой генерации россыпей. Существует три вида таких коллекторов, соответствующих трем ярусам россыпей:

- прицокольные аллювиальные;

- дельтовые и прибрежно-морские;
- приповерхностные аллювиальные.

Прицокольные россыпные коллекторы. Во внутригорных впадинах и обширных депрессиях рельефа, окаймленных горами, известны многочисленные россыпи золота, касситерита, ильменита, циркона и др.

На междуречной равнине, ограниченной невысокими горами и кряжами, мощность чехла рыхлых отложений обычно не превышает 100 м. В межсопочных котловинах богатые россыпи залегают в депрессиях ровного цоколя. Поверхностные долины рек и долины рек на цоколе депрессий и котловин не всегда совпадают. Представляющие интерес для россыпника современные речные долины соответствуют древней (цокольной) долинной сети. При выходе из сопочных массивов в пределах межсопочных котловин они могут смещаться относительно цокольной долины в стороны. В этом случае поиски наиболее продуктивных пластов весьма затруднены. Россыпи этого типа, несмотря на высокое содержание полезных компонентов нижнего яруса, из-за трудностей обнаружения при больших мощностях рыхлых отложений обычно редко эксплуатируются. Исключение составляет золотоносный аллювий протерозойской впадины Витватерсранд в Южной Африке. Россыпи нижнего яруса аллювиальной толщи межгорных и внутригорных впадин практически всегда автохтонны.

Россыпи второго яруса, находящиеся в тех же условиях, сплошь аллохтонны. Средняя крупность полезных частиц всегда меньше таковых в предыдущем ярусе и уменьшается вниз по течению рек.

Россыпи верхнего яруса обычно связаны с аллювием пойм и террас и формируются в основном за счет перемыва ранее сформировавшихся толщ и в меньшей степени за счет поступления новых порций тяжелых металлов со склонов горного обрамления и погребаемых сопков.

При изучении россыпной металлоносности в данных геолого-геоморфологических условиях необходимо иметь в виду три направления поисков. *Во-первых,* необходима реконструкция долинной сети, выработанной в цокольном ложе депрессий, с помощью

бурения. Бурение можно оптимизировать с помощью геофизических методов электроразведки и сейсмопрофилирования. Необходимо учитывать возможность значительного отклонения поверхностного стока реки от ее коренного русла. *Во-вторых*, необходимо производить изучение линз и струй во втором ярусе всей контрастной толщи. При этом надо учитывать, что там, где во впадину открываются долины рек, выходящих из горных массивов, вся толща может оказаться рентабельной для отработки, поскольку в этих местах отложения аллювия характеризуются пониженными значениями мощности и слабо дифференцированы на металлоносные струи. *В-третьих*, если цокольные днища расчленены долинами рек, то в прибортовых частях депрессий современные долины часто оказываются промышленно металлоносными. Пласт горной долины с нормальной мощностью аллювия расщепляется на две и большее количество частей, и верхняя часть оказывается промышленно перспективной.

Россыпной аллювий предгорных равнин имеет много общего с аллювием межгорных котловин и впадин. В то же время их отличительной особенностью является открытость пространства осадконакопления в одну сторону — в направлении от горного массива. Если предгорная равнина открывается к морю, то колебания его уровня в масштабах геологического времени быстро сказываются на особенностях развития рельефа предгорной равнины. Предгорная равнина в таком случае террасируется. Тектонические поднятия заставляют реки врезаться в россыпь и формировать вторичные россыпи, а опускания — наращивать и разубоживать пласты быстро накапливающейся толщи и захоранивать вторичные аллювиальные россыпи.

При поисках погребенных аллювиальных россыпей во внутригорных впадинах, межгорных котловинах и предгорных равнинах необходимо учитывать весь комплекс геоморфологических особенностей территории и историю формирования ее рельефа. Существует несколько эффективных приемов оптимизации поисков:

1) на территориях, прилегающих к аккумулятивным равнинам, речная сеть по своей ориентировке тяготеет к зонам дробления

земной коры и отдельным разломам; линейменты, с ними связанные, почти всегда продолжают в пределах впадины или равнины; вдоль них и протягиваются долины рек в цокольном основании, скрытом под чехлом наносов;

2) если впадина, депрессия или подгорная равнина развивается длительно, с начала эпохи активизации тектонических движений, то необходимо учитывать и неравномерность поднятия ее бортов, и выдвигание их блоков внутри равнин, особенно в пределах площадей конструктивного горообразования.

3.14. РОССЫПИ ОБЛАСТЕЙ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Основные трудности в определении генезиса и возраста россыпей областей древнего оледенения связаны с двумя нерешенными проблемами. Первая касается масштабов и частоты оледенений, а вторая — непосредственного воздействия ледников на россыпную металлоносность, где россыпи формировались в типичных ледниковых провинциях.

В литературе укрепилось мнение, что поиски россыпей в областях покровного и полупокровного реликтового оледенения в горных областях — дело безнадежное. Но работами Н. А. Шило (1985 и др.) было доказано, что дело обстоит не так и плохо. Теории ламинарно-глыбового движения ледников в горах и пассивного оледенения (Д. Ю. Большиянов (2006)), распространенного на территории Арктики и Антарктики, позволяют допускать, что лишь на отдельных пороговых участках экзарация может быть значительной. Следует учитывать также, что на участках, подвергшихся экзарации, россыпеобразование может восстановиться. Таким образом, данные участки способны полностью восстановить свое строение (см. рис. 64).

3.14.1. Типы россыпей в ледниковых областях

В рудных провинциях Средней Азии, долинах рек бассейна Лены, северо-востока России, Аляски, Канады образова-

ние россыпей происходило в сменяющие друг друга эпохи материкового оледенения. Поэтому россыпные месторождения таких регионов определяются специфическими чертами строения и отличаются особыми условиями залегания россыпей.

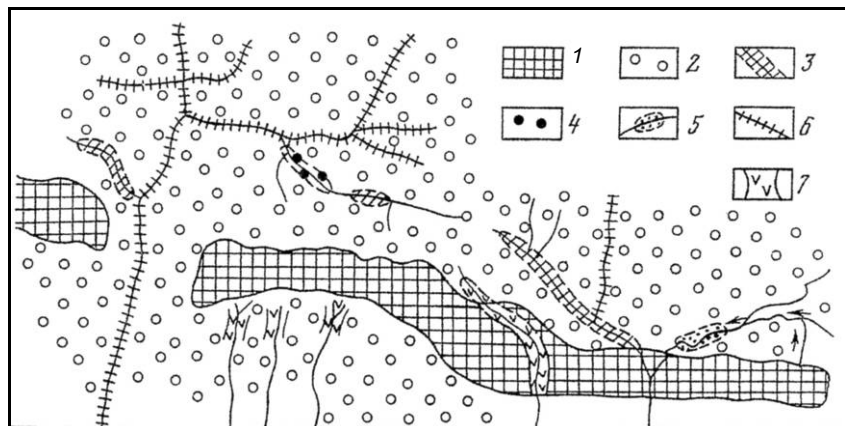


Рис. 64. Схема расположения россыпей в области покровного оледенения Тамаракского хребта Верхоянья (по Ю. П. Казакевич, Н. А. Вашко, 1965 [49])

1 — поднятие Тамаракского хребта; 2 — область пассивного опускания; 3 — долины, в которых золотоносные горизонты отсутствуют, что объясняется экзарационной деятельностью ледников; 4 — золотоносная морена; 5 — отрезок долины, где золотоносные отложения размыты водноледниковыми потоками; 6 — долины с хорошо сохранившимися золотоносными отложениями; 7 — места в долинах, где предполагается экзарация золотоносных отложений

Среди россыпных месторождений в областях древнего оледенения можно выделить четыре типа. К *первому* относятся россыпи с малой мощностью отложений, залегающие на коренном ложе и включающие как ледниковые, так и аллювиальные образования. *Золоторудные отложения второго типа* связаны с мощными толщами аллювия, иногда включающими пласты флювиогляциальных образований. *Третий тип* представлен россыпями, металлоносность которых связана с обычным аллювием, но перекрытыми лед-

никовыми отложениями разной мощности. К *четвертому типу* относятся россыпи небольших долин с нормальной мощностью аллювия, не несущего следов деятельности ледников, но встречающиеся в ледниковых районах.

Россыпи первого типа с полным правом можно отнести к типичным долинным россыпям с нормальной мощностью аллювия. Они являются результатом последующей переработки речными водами или флювиогляциальными потоками ледниковых образований и перекрытого ими металлоносного аллювия. Это особенно характерно для тех частей долин, которые освобождаются от ледника, когда он отступает и ведущую роль вновь обретает эрозионная деятельность. Месторождения, возникающие в подобных условиях, характеризуются резко неоднородным фракционным составом, в котором большую долю занимает перлювиальный валунник¹, скапливающийся в виде отдельных полей. В промежутках между этими полями залегают пески и мелкий гравий с рудным веществом.

Россыпи второго типа образуются при затрудненном стоке, возникающем в процессе формирования конечно-моренного вала и подпруды долин боковых притоков. В этих случаях скопления рудных минералов формируются одновременно с аллювием, заполняя значительную часть долины. В таких условиях возникают залегающие на ложном плотике висячие пласты. По мере увеличения мощности они расщепляются по простиранию. Такие россыпи обладают всеми особенностями месторождений долин с избыточной мощностью аллювия. Они часто включают озерные фации, переслаивающиеся с ледниковыми (см. рис. 65).

Россыпи третьего типа возникают в фазу, когда ледник наступает. Аллювий, сформированный еще в доледниковое время, может перекрываться отложениями иного генезиса. Если с таким аллювием связаны россыпи, то они после деградации оледенения оказываются перекрытыми конечными моренами. Такой тип россыпей имеет двучленное строение: нижний горизонт аллювиаль-

¹ Перлювиальный валунник — валунный покров из перемытой морены.

ный, а верхний — ледниковый, играющий роль консервирующих россыпь торфов (см. рис. 66).

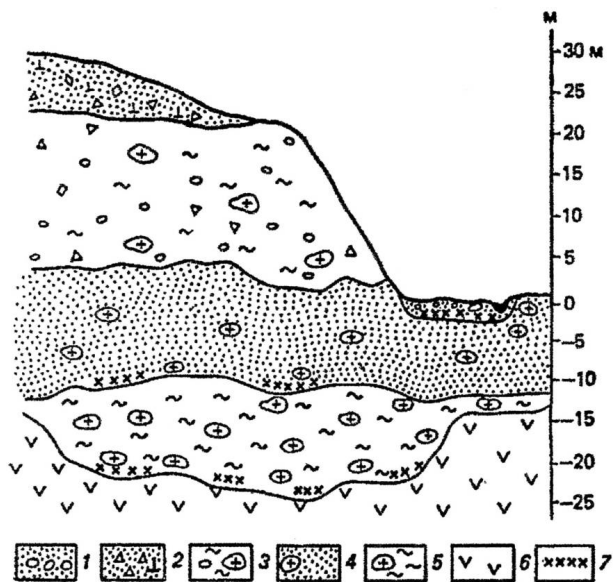


Рис. 65. Приуроченность повышенных содержаний золота в литологически разных толщах моренного комплекса (по С. С. Воскресенскому, 1985 [43])

1 — аллювий верхнего ледникового слоя; 2 — льдистый щебнистый суглинок; 3 — неслоистый валунный суглинок; 4 — неслоистая супесь с валунами; 5 — неслоистая иловатая супесь с валунами; 6 — коренная порода; 7 — места с повышенным содержанием золотого концентрата в различных горизонтах моренного комплекса

Четвертый тип представлен в районах, не несущих следов оледенения. Россыпи возникают в небольших долинах вблизи ледника, в перигляциальных условиях, и обладают всеми особенностями аллювиальных долинных россыпей.

Таким образом, из приведенных иллюстраций видно, что в районах древнего оледенения необходимо в первую очередь выявлять важнейшие особенности ледниковой деятельности, которая и на-

кладывает свой отпечаток на россыпеобразование. В результате деятельности ледников они приобретают специфические геологические черты, выраженные в условиях залегания, в неодинаковом составе слагающих их отложений, в характере строения и концентрации рудных минералов в отложениях.

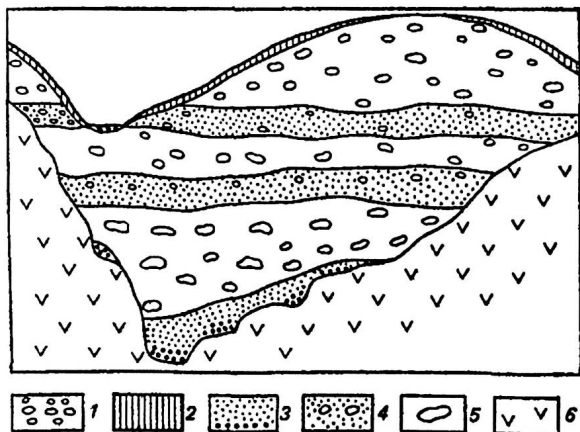


Рис. 66. Схематический поперечный профиль через погребенную долину ручья (по Ю. И. Гольдфарбу, Т. И. Капановой, 1970 [44])

Переслаивание морен и флювиогляциальных отложений, залегающих в террасированной долине с россыпным концентратом: 1 — современный аллювий; 2 — склоновые покровные образования; 3 — древний золотоносный аллювий (пески, галечники); 4 — водно-ледниковые пески, галечники, валунник; 5 — разновозрастные моренные комплексы; 6 — коренные породы

3.15. Водно-ледниковые РОССЫПИ

На равнинах и плоскогорьях в пределах границ материкового оледенения водно-ледниковые отложения разнообразны и имеют даже большее распространение, чем морены. Это пески и гравийники, слагающие обширные зандровые равнины, долинные зандры, камовые песчаные холмы, линзы ленточных

глин и суглинков, а также галечники и валунники озовых гряд. Все они являются превосходным строительным материалом, но россыпей тяжелых металлов в них пока не встречено.

В горных районах водно-ледниковые накопления представлены валунниками, галечниками, гравийниками и песками. Ввиду того, что они накапливались очень быстро, нахождение в них промышленных пластов тяжелых минералов также маловероятно. Но логически можно представить несколько случаев формирования россыпей в водно-ледниковых отложениях. Обогащение тяжелой фракцией может происходить, *во-первых*, у конца ледника, где ледниковый транспорт сменяется водным. *Во-вторых*, россыпи могут возникать вдоль боковых границ долинных ледников — в маргинальных каналах. *В-третьих*, они могут формироваться по периферии ледников подножий, когда ледник длительное время находится в стационарном положении [45].

3.16. МОРСКИЕ БЕРЕГОВЫЕ РОССЫПИ

Морскими называются россыпи, образовавшиеся в прибрежной зоне под действием волн и течений. Условия образования морских и континентальных россыпей принципиально иные. Кроме однонаправленных водных потоков в морских условиях действует волнение, в результате которого происходит разрушение берегов процессами абразии, перемещение продуктов разрушения горных пород и последующая их аккумуляция. При волнении существует и направленное перемещение твердого вещества в виде потоков наносов береговой зоны. В ходе естественной дифференциации и сепарации наносов формируется россыпь. На развитие береговой зоны влияет также соотношение водно-энергетических характеристик с распределением уклонов дна и морфологией подводного рельефа. От этих показателей зависят степень взаимодействия морского волнения с дном, особенности трансформации и диссипации водной энергии, избирательность процессов абразии и аккумуляции и строение россыпей.

Немаловажными при формировании прибрежно-морских россыпей являются некоторые показатели условий россыпеобразования: состояние береговой зоны, конфигурация и степень изрезанности береговой линии, характеристика подводного склона, наличие подводных препятствий на пути волновых потоков и вдольбереговых течений. Например, с конфигурацией береговой линии и ориентировкой ее к направлению волно-энергетической равнодействующей связано образование аккумулятивных форм свободного, замкнутого или причлененного типов в виде кос, баров, форм заполнения входящих углов, томболо и других, в которых могут образоваться россыпные пласты.

3.16.1. Источники поступления полезных минералов в прибрежно-морские россыпи

Источники поступления полезных минералов в прибрежно-морские россыпи можно классифицировать по петрографическому составу горных пород и литологии рыхлых отложений, генетической принадлежности и морфологии первичных образований, а также по механизму подачи исходного металлоносного обломочного материала к месту концентрации. Если петрографический и литологический факторы действуют одновременно при образовании россыпного пласта и влияют на состав полезных компонент, то в последнем случае механизм подачи наносов к месту их обогащения и локализации имеет ряд специфических черт, в отличие от процессов, протекающих на суше. Береговая зона моря является абсолютным базисом эрозии для водотоков, впадающих в бассейн, который является местом конечной аккумуляции. Весь терригенный обломочный материал сгружается в виде твердого стока в береговой зоне моря. Поле разноса речных наносов определяется мощностью водотоков, их модулем стока и степенью затухания стоковых течений при вторжении рек в морскую среду. Последующее распределение и перенос терригенного материала осуществляются под действием волн и течений.

Другим источником поступления россыпеобразующих минералов являются морские берега и дно мелководья. В результате абразии берег разрушается, и обломочный материал берегоформирующих пород поступает в прибрежную зону и подводный береговой склон. В результате волнового воздействия этот материал измельчается и переносится. Часть материала поступает в береговую зону в результате донного размыва и переноса материала с образованием пляжей, береговых валов и баров, сложенных ракушечниками.

Важную статью бюджета наносов береговой зоны пополняют склоновые обвално-осыпные отложения. Обломочный материал поступает по лоткам камнепадов, плоскостям сноса и отседания, а также в виде делювиального сноса и пролювиального выноса. В целом для Мирового океана объем твердого стока значительно превышает поступления осадков от абразии (4/5). Однако необходимо учитывать тот факт, что россыпи тяжелых минералов приурочены к малым водотокам.

В береговой зоне обломочный материал испытывает отдельную локализацию. Наносы твердого стока обычно накапливаются в бухтах, а склоновые отложения и продукты абразии питают аккумулятивные формы заполнения неровностей береговой линии, локализуясь в виде карманных пляжей, и участвуют в формировании осадочного чехла на подводном береговом склоне открытых участков побережья.

На темпы абразии берегов оказывают влияние гидродинамические параметры примыкающей акватории, морфология берегов, прочностные характеристики берегоформирующих пород и рыхлых отложений, а также климатические условия. Например, скорости разрушения берега в зоне распространения вечной мерзлоты в результате действия термоабразии на порядок выше районов с умеренным климатом. Высокие скорости размыва характерны для берегов, сложенных рыхлыми отложениями (десятки метров в год), в то время как берега, сложенные литифицированными и магматическими породами, разрушаются заметно медленней (2–8 мм/год). Таким образом, состав пород и их прочность определяют избирательность действия абразии и локализацию источников поступления продуктов абразии в процессе россыпеобразования.

3.16.2. Области накопления морских россыпей

В зависимости от объемов поступления обломочного материала и условий его отложения в морском бассейне выделяют области нормальной, ограниченной, повышенной аккумуляции и дефицита наносов.

Область нормальной аккумуляции прослеживается от уреза воды на пляже до глубин 6–10 м. Толща накоплений здесь имеет сложное в разрезе строение. В ней представлены песчано-гравийно-галечниковые отложения с редкими валунами, переслаивающиеся с песчано-глинистыми слоями с включением крупной гальки и валунов. В приплотиковой части количество глины увеличивается. Россыпной пласт обычно накапливается в приплотиковых глинах.

Ограниченная аккумуляция наблюдается на глубинах 25–27 м. Осадочный чехол этой зоны маломощен и составляет 4–5 м. Он залегает на коренном ложе. Здесь преобладают алеврито-песчаные фракции, переслаивающиеся с пропластками фауны и хорошо окатанной гальки. Основание толщи составляют темно-серые глины. Пласт тяжелых металлов охватывает всю толщу.

Область повышенной аккумуляции осадков приурочена к зонам волновой тени. Осадочные толщи залегают на глубине 30–35 м и представлены сверху вниз чередованием разнозернистых, тонкодисперсных, среднезернистых, илистых песков. В основании разреза залегают грубозернистые пески с галькой и детритом морской фауны. Иногда область повышенной аккумуляции совпадает с древними руслами рек. В этой зоне наблюдается меньше всего тяжелых металлов.

Область дефицита наносов прослеживается на глубинах 6–8 м и 23–25 м. Она располагается в пределах сильных течений. Наносы на абрадируемой поверхности дна отсутствуют и лишь в редких случаях выполняют неровности коренного ложа (0,5–1,5 м). На отдельных участках дресвяники перекрываются тонким слоем крупнозернистых песков. Источниками тяжелых металлов в морских отложениях являются коренные породы и аллювиальные отложения. Здесь отмечаются самые высокие концентрации тяжелых

металлов, хотя их запасы невелики ввиду ограниченности размеров осадочных коллекторов.

3.16.3. Механизм образования морских россыпей

Механизм образования морских россыпей имеет ряд специфических черт и связан с движением наносов в процессе волнового переноса:

1) волновые движения воды определяют процесс разрушения горных пород, движение, истирание их обломков, массовое перемещение наносов;

2) сочетание орбитальных скоростей прямого переноса и компенсационных движений воды;

3) изменение надводной части береговой зоны непосредственно зависит от процессов, происходящих в ее подводной части;

4) обязательным условием динамического равновесия является асимметрия придонных скоростей.

Из приведенного выше следует, что образование морских россыпей происходит в процессе гранулометрической дифференциации и минералогической сепарации вещества, поступающего в гидродинамически активную зону.

Механизм накопления продуктивных наносов в прибрежной зоне начинает свое действие с дифференциации частиц под действием слабого волнения. При размыве осадочной толщи будут выноситься мелкие частицы и легкая фракция. Тяжелые минералы накапливаются непосредственно в зоне питания. При сильном волнении в условиях активного воздействия волн на побережье тяжелые минералы, уже частично обогащенные, вовлекаются в поток и осаждаются в другом месте при проявлении благоприятных условий аккумуляции. Такой момент может наступить при изменении параметров волнения и емкости транспортного вдольберегового потока наносов, вызванном сменой ориентировки береговой линии по ходу потока. Однако резкое падение скорости потока приводит к общему оседанию всех взвешенных частиц и не способствует образованию промышленной россыпи. Наиболее благоприятные условия для ее обра-

зования возникают при слабом и постепенном падении емкости потока. Тяжелая фракция оседает быстрее, а легкая уносится дальше. Особенности этого процесса отображены на рис. 67.

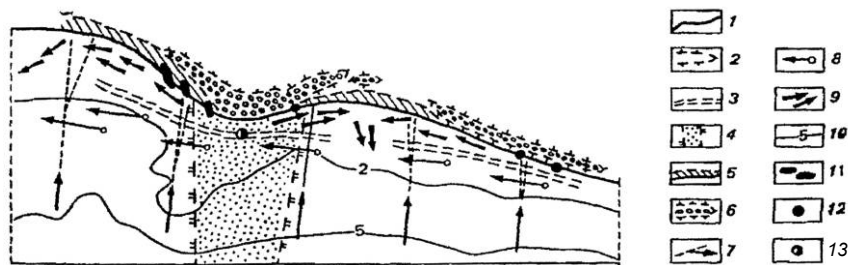


Рис. 67. Схема локализации морской россыпи
(по А. Е. Смолдыреву, 1978 [56])

1 — линия берега; 2 — штормовой вал; 3 — подводный вал; 4 — подводный выступ; 5 — зона размыва; 6 — участок аккумуляции; 7 — вдольбереговые течения; 8 — векторы движения рыхлого материала в зависимости от рельефа дна прибрежной зоны; 9 — градиентные течения; 10 — изобаты и значения глубины. Концентрации золота в условных единицах: 11 — 200–300; 12 — 50–200; 13 — до 50

3.16.4. Трансгрессивно-регрессивные этапы формирования россыпей

Для образования морских россыпей наряду с металлогенической специализацией района большое значение имеют история развития рельефа побережья и особенности формирования осадочных толщ при смене этапов размыва и накопления в период действия трансгрессий и регрессий. При анализе истории эволюции рельефа морских побережий выделяется несколько этапов, благоприятных для россыпеобразования. Каждый из них определяется своеобразием климатических условий, активностью тектонических движений и характером эвстатических колебаний уровня моря, накладывающимся на общую схему циклов формирования морских россыпей.

Климат влияет на образование россыпей косвенно. Он определяет степень подготовки материнских пород к размыву, глубину и продолжительность процесса выветривания, характер коры выветривания, ее мощность и свойства.

Аридный климат характеризуется резкими перепадами температуры, низкими значениями влажности и количества атмосферных осадков, выпадающих в виде катастрофических ливней в сезон дождей. В этих условиях растительный покров ослаблен, и его регулирующая роль фактически отсутствует. На склонах развиваются термическое выветривание, эоловый перенос рыхлого вещества. В сезон дождей в речные долины сгружается весь рыхлый обломочный материал. Скорости переноса обломков в потоке превышают в несколько раз критические, необходимые для оседания тяжелых фракций. В результате формируются неслоистые, несортированные толщи из грубообломочного материала с песчано-илистым заполнителем. При неоднократном перемыве и переотложении он может доставляться к морским берегам за многие сотни километров от источника размыва — коренных месторождений. Так, например, в Юго-Восточной Африке алмазы переносятся р. Оранжевой к берегам Атлантического океана за 500–800 км.

Гумидный климат характеризуется постоянно повышенной влажностью и большим количеством осадков, относительно небольшими амплитудами изменения температур. В этой климатической зоне хорошо развивается речная сеть. Основная сортировка и переотложение полезных компонент совершаются на небольшом расстоянии от коренного месторождения. Приустьевых участков достигает лишь мелкий материал. Большая же часть полезного ископаемого не достигает морского берега и оседает в пределах долинной сети континента.

Тектонические и эвстатические движения влияют на формирование морских россыпей следующим образом. При опускании территории россыпи размываются и сокращаются по площади развития. При медленном подъеме к имеющейся россыпи причленяются все новые полосы берега, обогащенные полезным минералом (см. рис. 68).

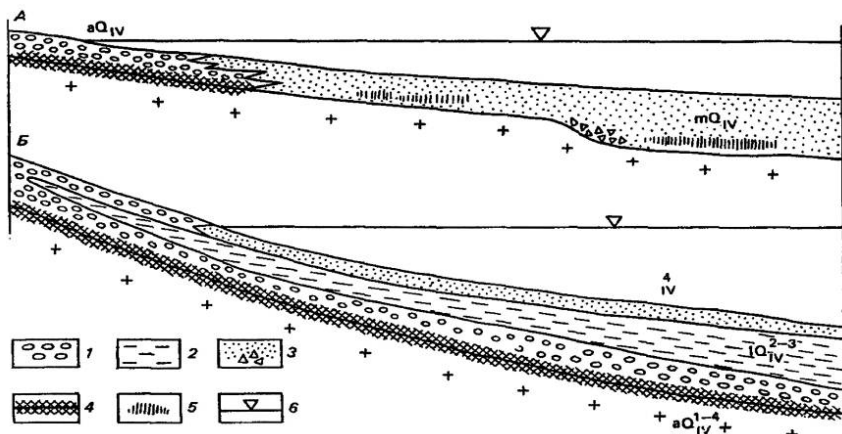


Рис. 68. Схема опускания берега, переход аллювиальной россыпи суши в современную прибрежно-морскую (А) и погребенную аллювиальную (Б) (по А. Е. Смолдыреву, 1978 [56])

1–5 — осадочные породы (1 — аллювиальные; 2 — лиманные; 3 — морские; 4 — россыпи; 5 — россыпепроявления); 6 — уровень моря

Быстрые колебания уровня моря не способствуют образованию пляжных россыпей. За относительно короткий период времени пески не успевают пройти через полный цикл обогащения и рассеиваются в слабообогатненном состоянии. Например, для дальневосточных морей выделяют два цикла поднятий-опусканий в истории геологического развития. В дочетвертичный этап сформировались узлы россыпной металлоносности, открывающиеся в пределах побережья и шельфа. В это время образовывались мощные коры химического выветривания. В конце эоцена — начале олигоцена горообразование сменилось ослабленным вулканизмом и тектоническими движениями. Наряду с развитием кор выветривания имели место их размыв и накопление мощных толщ грубообломочных отложений как промежуточных коллекторов. Очередная фаза тектонического подъема горных сооружений, наступившая в позднем миоцене — плиоцене, способствовала усилению эрозии, что привело к размыву и переотложению материала олигоцен-

миоценовых кор выветривания и россыпеобразованию. Четвертичный этап характеризуется дифференцированными тектоническими движениями и колебанием уровня моря, обусловленными резкими изменениями климата. В начале четвертичного периода возникли условия для переыва рыхлых отложений долин, делювиальных образований и кор выветривания. В это время были сформированы богатые аллювиальные россыпи. Очередное повышение уровня моря в позднем эоплейстоцене — раннем неоплейстоцене привело к затоплению устьевых частей долин, активизации боковой эрозии, расширению долин и переотложению материала древних кор выветривания; усилилась абразия берегов. Образовавшиеся бухты медленно заполнялись обломочным материалом, поступающим с твердым стоком и в результате выравнивания береговой линии абразионно-аккумулятивной деятельностью. Последовавшая затем глубокая регрессия (до 100 м) на границе раннего и среднего неоплейстоцена вызвала интенсивный врез речных долин, переуглубление русел и внедрение их за пределы поверхности бывшего шельфа. Результатами последовавшей в позднем неоплейстоцене трансгрессии, обусловленной потеплением климата, явились повышение уровня моря на 50 м и заполнение аллювием речных долин. На шельфе речные долины были перекрыты плащом молодых морских отложений.

Таким образом, для выявления благоприятных для россыпеобразования условий необходимо проводить подробнейшую реконструкцию рельефа с помощью арсенала палеогеографических методов.

3.16.5. Геоморфологические и литодинамические критерии поиска прибрежно-морских россыпей

В последние годы в изучении морских россыпей сделан значительный шаг вперед посредством внедрения в практику новых методов исследования: структурно-геологических, фациальных, металлогенических, геохимических и геофизических. Но в сложных условиях рельефообразования основная методика должна предусматривать комплексный анализ всех компонент среды, влияющих на россыпеобразование:

а) наличие в прибрежной зоне коренных источников, способных дать достаточное количество полезных минералов;
б) палеогеографические аспекты развития территории;
в) условия мобилизации терригенного материала;
г) условия транспортировки тяжелых минералов;
д) условия накопления последних;
е) геоморфологические характеристики перспективного района, благоприятные для россыпеобразования, обстановки высвобождения рудного вещества, его концентрации и возможностей сохранения россыпей;

ж) геофизические и геохимические аномалии береговой зоны.

Геоморфологические критерии поиска морских россыпей определяются условиями распространения и накопления полезных минералов в прибрежной зоне, строением рельефа дна, его происхождением, морфодинамикой и историей развития. К геоморфологическим критериям относятся:

а) глубина и рельеф дна;
б) уклон дна;
в) контур береговой линии;
г) рельеф прилегающей суши (берег риасового типа);
д) рельеф прилегающей суши (наиболее благоприятные бухтовые берега холмогорий, низкогорий и равнины платформенных окраин);

е) наличие впадающих в море рек и древних русел;
ж) характер берегового и донного абразионного воздействия;
з) геоморфологическая интерпретация истории развития данного района и выделение перспективных геоморфологических режимов для россыпеобразования;
и) ширина и общий уклон шельфа;
к) характер контура внешнего края шельфа (наличие выступов, связанных с палеодельтами).

Рассмотренные критерии помогают осуществить предварительную оценку перспективности тех или иных типов и форм рельефа. Кроме вышеперечисленных геоморфологических критериев, необходимо оценить литодинамические критерии поиска морских россыпей. Они следующие:

1) характер питания прибрежной полосы терригенным материалом: а) аллювием рек; б) абразионным материалом; в) материалом иного генезиса;

2) характер питания прибрежной полосы талассогенным материалом в условиях его обогащения под воздействием гидродинамических факторов, включающих вдольбереговые потоки наносов, другие факторы волнового воздействия на перемещение отложений и их обогащение в прибрежной зоне, влияние придонных течений;

3) условия дифференциации минеральных частиц под действием гидродинамических факторов;

4) особенности переноса и отложения тяжелых минералов в зависимости от их гидравлической крупности;

5) характеристика полезных минералов, их физическая устойчивость, химическая инертность в динамически активных прибрежных условиях;

б) реконструкция литодинамики береговой зоны древних водных бассейнов, включая древние потоки наносов, материал палеорек, древних пляжей и древней береговой линии в целом.

Палеогеоморфологические и палеолитологические реконструкции позволяют выделить зоны, благоприятные для образования и существования россыпей в прошлом. Как показывает изучение плиоцен-четвертичных разрезов рыхлых отложений, фазы накопления полезных минералов приходится на эпохи вреза (понижения уровня моря); далее следует захоронение их под плащом осадков.

3.17. РОССЫПИ ШЕЛЬФА

3.17.1. Фациальные условия формирования россыпей шельфа

На побережье и шельфе выделяются несколько типов фаций: подводного берегового склона, пляжа, прибрежно-эоловые, лагунные, приустьевых и авандельтовых частей рек и реликтовые континентальные.

Фашии подводного берегового склона приурочены к самой верхней части шельфа, которая находится в активной зоне волнового воздействия. Этот процесс наблюдается в пределах площади, ограниченной нейтральной линией, т. е. до глубины прекращения влияния волнового процесса. В условиях подводного берегового склона происходят трансформация и разрушение (забурунивание) волн. Нижняя граница зоны волнового воздействия характеризуется значительными колебаниями глубины. При максимальной силе волнения она опускается, а при минимальной зона волнового воздействия захватывает лишь самые мелководные, примыкающие к суше участки склона. В результате на подводном склоне формируются две фации: верхняя и нижняя. Они различаются по характеру гидродинамической активности. Верхняя фация подвержена частым по повторяемости и наибольшей силы воздействиям. Для нее характерны наиболее действенные изменения и интенсивные перемещения грубообломочного материала. Нижняя фация испытывает эпизодические кратковременные или относительно продолжительные воздействия сильных штормов. В это время движение в придонном слое достигает скоростей, достаточных для массового перемещения тонкозернистых наносов.

Фашия пляжа формируется под действием прибойного потока при заплеске штормовых волн на берег. С морской стороны данная зона лимитируется глубиной начала ее разрушения, а на суше — высотой штормового заплеска. Ширина зоны пляжа регламентируется экстремальными значениями заплеска.

Фашия береговой зоны эоловых образований формируется на морском берегу в условиях благоприятного ветрового режима при наличии пляжевых песков. Эоловый рельеф представлен морскими дюнами и бугристо-грядовыми ансамблями форм. Поскольку в эоловых образованиях накапливается материал, принесенный из промежуточных коллекторов пляжа, то эоловые отложения также имеют повышенное содержание полезных компонент. Скопления тяжелых минералов в них могут иметь промышленное значение.

Лагунная фашия по условиям своего образования неблагоприятна для накопления россыпей. Но в крупных лагунах при близком расположении источников полезных компонент могут возникать

условия, благоприятные для образования россыпей двух типов: а) питающихся аллювиальным выносом равнинных рек и б) возникающих, когда лагуна расположена в горной стране и короткие горные водотоки поставляют в зону приобья грубообломочный, плохо сортированный материал.

Устьевые и авандельтовые фации приобретают большое значение при поисках россыпей в том случае, если тяжелые минералы поступают в устья водотоков малых порядков. Устья рек больших порядков менее перспективны; в них могут накапливаться лишь аллохтонные россыпи, как, например, в устье р. Оранжевой. Устьевая фация формируется в условиях дельтовой бифуркации руслового потока и характеризуется плохосортированными грубообломочными отложениями с песчано-илистым заполнителем. В авандельтовой фации большое влияние имеет волновая шлиховка наносов. Некоторая часть порций тяжелых минералов поступает на пляж, в то время как все остальное уходит на подводный береговой склон и перераспределяется там волнами и береговыми течениями. Для устьевой и авандельтовой фаций возможен отрыв продуктивного пласта от коренных пород плотика. В пределах прибрежной зоны в устьях рек наблюдается переход современных аллювиальных россыпей в морские (см. рис. 68).

Погребенные под водами океана *аллювиальные фации* наиболее продуктивны в отношении поисков россыпей на шельфе. Их перспективность возрастает, если покров лагунных и морских илов маломощен. Поиски таких россыпей начинаются с изучения рельефа дна в целях обнаружения древних долин. Затем подключают сейсмоакустические методы для исследования структуры их рыхлых толщ и разведочное бурение для оценки вещественных концентраций тяжелых металлов. Погребенные аллювиальные россыпи известны в заливах Корейского побережья, на шельфе Охотского, Японского морей (Au), в прибрежной зоне Аляски (Pt), на Индонезийском шельфе (Sn). Сорвершено очевидно, что они должны быть и на шельфе наших арктических морей, так как на прилегающих к шельфу территориях располагаются золоторудные районы Колымы, кассеритоносные и золотрудные территории Индигирки и Чукотского побережья.

3.18. ТЕХНОГЕННЫЕ РОССЫПИ

Техногенные россыпи возникают в результате неизбежных потерь полезных ископаемых в процессе отработки месторождений других генетических типов. Подобные металлоносные образования уже давно привлекали интерес к себе со стороны исследователей и разведчиков не только с позиций возможного сокращения потерь при эксплуатации, но и как объекты, для которых характерно определенное распределение оставшегося неизвлеченным полезного минерала. Еще в 1933 г. М. Г. Кожевников, проводя в Мариинской тайге Западной Сибири изучение старых золоторудных отвалов, рассматривал их как «своеобразные месторождения золота», обратил внимание на их некоторые характерные особенности. Позже аналогичные работы проводились и в других районах нашей страны. В ходе исследований были получены интересные данные о распределении рудного вещества в этих россыпях, об их минералогических характеристиках и др. В последующее время и вплоть до наших дней отработка техногенных россыпей, благодаря появлению все более высоких технологий добычи, приобрела широкие масштабы. Это потребовало более глубокого изучения техногенных россыпей. Применявшиеся на аллювиальных россыпях и россыпях других генетических типов обычные методы разведки и определения данных для подсчета запасов в этом случае оказались непригодными. Собранный в ходе исследований материал позволил разделить техногенные россыпи на два типа: отвальные и целиковые. Каждый вид характеризуется своеобразными особенностями строения и требует соответствующего подхода к разведке, выбору методов отработки и извлечению россыпного минерала. Встречающиеся в практике разновидности техногенных россыпей можно классифицировать следующим образом.

К техногенным россыпям *открытого* и *подземного* способа отработки относят: *целиковые россыпи* — а) бортовые; б) внутриконтурные; в) площади с недоработанными и незачищенными песками; *активированные площади* — а) отвальные; б) торфяные; в) галечниковые; г) эфельные; *заэфеленные* и *заиленные площади*.

Основные особенности техногенных россыпей тяжелых металлов отображены на рис. 69.

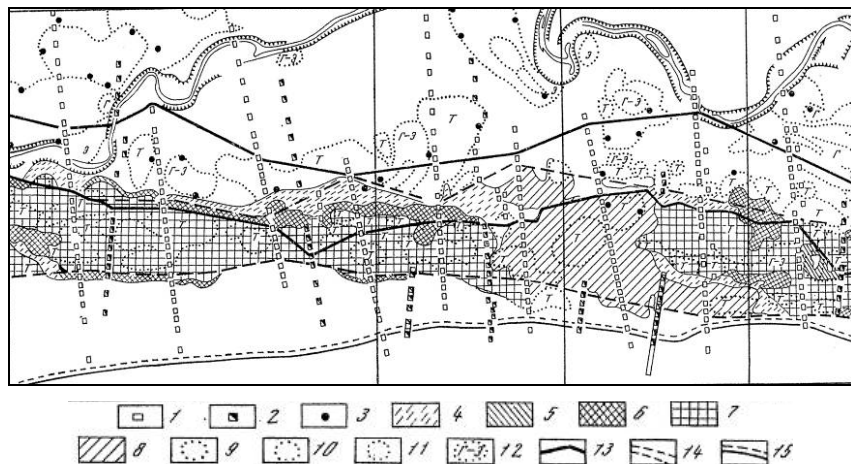


Рис. 69. Соотношение аллювиальных и техногенных россыпей
(по Н. А. Шило, 1985 [56])

1 — шурфы основной разведки; 2 — шурфы повторной разведки; 3 — валовые пробы; 4 — частично вскрытые участки россыпи; 5 — частично отработанные пески; 6 — незачищенные пески; 7 — отработанные пески и активированные площади открытой разработки; 8 — отработанные пески и активированные площади; 9 — отвалы торфов; 10 — отвалы галечные; 11 — отвалы эфельные; 12 — галечно-эфельные отвалы; 13 — контур вновь разведанной техногенной россыпи; 14 — контур аллювиальной россыпи; 15 — граница аллювия

3.19. ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАЛЕГАНИЯ МОРСКИХ РОССЫПЕЙ ОСНОВНЫХ ГРУПП ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ

3.19.1. Россыпи алмазов

Промышленные россыпи алмазов встречаются на всех древних платформах. Прибрежно-морские россыпи пока известны лишь в пределах Африкано-Аравийской, Южно-Американ-

ской, Австралийской и Сибирской платформ. Большинство коренных месторождений алмазов уничтожено денудационными процессами либо перекрыто мощными толщами осадочных пород. Тем не менее алмазы встречаются в промежуточных коллекторах.

Одним из важнейших условий образования промышленных россыпей алмазов является наличие мощных кор выветривания. Они представляют собой основные промежуточные коллекторы, питающие как аллювиальные, так и морские россыпи.

3.19.2. Россыпи олова

В настоящее время из морских россыпей добывается более 70% всех запасов олова в мире. Россыпи касситерита разрабатываются в береговой зоне и на шельфе многих стран. Наибольшая добыча олова производится в странах Юго-Восточной Азии и особенно в Индонезии. Значительная доля добычи олова из морских россыпей принадлежит Великобритании (полуостров Корнуолл). Большими запасами обладают месторождения полуострова Кенай на Аляске, месторождения на шельфе Австралии и острове Тасмания. Крупные россыпные месторождения олова располагаются во всех странах Тихоокеанского подвижного пояса. Во всех случаях первоисточником олова являются гранитоиды среднего состава и их эффузивные аналоги, слагающие островодужные комплексы.

3.19.3. Россыпи золота

Поиски и разведка морских россыпей золота ведутся во многих странах мира: США, Австралии, Бразилии, Канаде, Чили, ЮАР и др. Морские россыпи золота встречаются как в чистом виде, так и в комплексе с другими тяжелыми металлами — магнетитом и касситеритом, металлами платиновой группы.

В Австралии, например, ведется разработка пляжевых россыпей штата Новый Южный Уэльс. Наиболее богатыми россыпями обладает месторождение близ устья р. Бердекит штата Квинсленд.

При среднем содержании золота в песках 43 г/т запасы достигают более 150 млн м³. В Новой Зеландии в районе г. Греймут на острове Южный в 1971 г. было добыто 255 кг золота.

Основным источником обломочного материала на побережьях являются либо промежуточные коллекторы полигенетических рыхлых отложений, либо гранитоиды кислого состава.

3.19.4. Комплексные россыпи тяжелых минералов

Самое широкое распространение среди морских россыпей тяжелых минералов получили россыпи рутила, циркона, ильменита, титаномагнетита и монцонита. Такие россыпи распространены на побережьях всех морей и океанов мира, но промышленная их добыча ведется лишь в некоторых странах. Так, ильменит-циркон-рутиловые россыпи активно разрабатываются в Австралии, где они приурочены к верхней части пляжей на высоте 1,8 м в зоне действия приливно-отливных волн. Обогащенные прослои имеют мощность от миллиметров до нескольких сантиметров. При этом мощность и количество минералов уменьшаются по мере удаления от устьев рек — источника поступления этих ценных минералов.

В строении россыпи наблюдается определенная закономерность. Минералы с большим удельным весом приурочены к плотнику, а с меньшим — к верхней части россыпи. Выработанные россыпи со временем восстанавливаются. Наибольшая концентрация полезных минералов наблюдается после штормов. В целом из береговых россыпей Австралии добывается свыше 1,5 млн т минеральных концентратов.

К весьма распространенным россыпям относятся «железистые пески». Их разработка, как правило, не рентабельна. Но в странах, бедных полезными ископаемыми, добыча все же производится. Так, в Японии магнетиты разрабатываются на пляжах острова Кюсю в заливе Сибуси. Это месторождение имеет запасы около 40 млн т. Из полезных компонент в залежи содержится 56% железа, 12% окислов титана и до 0,26% фосфора. Железистые пески приурочены

ны к аккумулятивным отложениям лукоморий, очерчиваемых контурами береговой линии побережий. Материал поступает из устьев рек. Он питает подводные и надводные аккумулятивные накопления береговой зоны. Коренными источниками железистых минералов являются основные эффузивы.

3.20. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПОИСКАХ РОССЫПЕЙ

Методические основы россыпного дела включают три основные операции: сбор ранее известных данных, оценку геоморфологической или палеогеоморфологической обстановки и реконструкцию истории формирования рельефа.

3.20.1. Сбор данных

Геоморфологические исследования в основном направлены на оценку территории с целью определения в ней россыпей, выбор и обоснование постановки заверочных работ и оценку конкретных россыпных объектов: долин, участков побережий, поверхностей выравнивания с погребенными долинами и др. Научную основу поисков россыпей составляет реконструкция истории формирования рельефа данной территории. Россыпи золота, касситерита, алмазов, платины, пьезокварца и других россыпных минералов образуются одновременно с формами рельефа. Разрушение россыпей (разубоживание) и их созидание производятся одними и теми же агентами и зависят от степени их агрессивности. Но не все рельефообразующие процессы в равной степени интересуют исследователя россыпей. Особенно важно знать закономерности развития речных долин, так как при этом происходит их углубление и расширение, формирование инстративных, перстративных или констративных толщ аллювия. Необходимо сосредоточиться и на том, что должно быть в центре внимания при специализиро-

ванных геоморфологических исследованиях, какие закономерности геоморфологии как науки должны быть применены с наибольшей эффективностью.

В настоящее время имеются многочисленные и надежные данные о геологическом и геоморфологическом строении большинства регионов. Есть и необходимые данные по металлогении для определения стратегии поисков россыпей определенной группы минералов. Особое внимание необходимо обращать на сведения: а) о гидротермах; б) жилах и дайках магматических пород; в) эндо- и экзоконтактах магматических и осадочных пород; г) зонах метасоматоза — химического воздействия растворов на горные породы с замещением одних минералов на другие (рудогенез). Например, для источников золоторудных россыпей необходимо иметь данные о густоте мезотермальных кварцевых жил; для поисков россыпей касситерита — о различных жильных образованиях в гранодиоритах; для поисков алмазов — о наличии трубок взрыва.

Все собранные данные суммируются на поисково-разведочной карте. Определяются следующие аспекты:

- а) насколько плотной должна быть сеть разведочных профилей;
- б) захвачены ли профилями террасоувалы и террасы или все работы должны вестись на пойме рек;
- в) как должны лечь на рельеф линии шурфов и буровых скважин.

И здесь важен не обособленный анализ отдельных данных, а их комплексное сочетание.

Далее производится сбор данных о геологическом абсолютном и относительном возрасте слоев на основе их структуры, положения в рельефе, биостратиграфических характеристик и радиологических датировок. Необходимо иметь сведения о поверхностях выравнивания, корях выветривания, древних долинах, данные специального дешифрирования аэрокосмических материалов, о морфометрических реконструкциях рельефа. Геоморфолог должен собрать все данные о россыпях, абстрагируясь от модных научных течений и авторитетных мнений.

3.20.2. Оценка геоморфологической обстановки

Строится типологическая карта рельефа на системно-морфологической основе. Проводится районирование рельефа и выделяются районы с низкогорным или холмогорным рельефом, где массивные сопки перемежаются с равнинными понижениями. Обращается внимание и на приподнятые прилавки аккумулятивных равнин, туда, где долины выходят в район предгорий, где скрыт под аккумулятивными мощностями пересеченный эрозией рельеф коренного ложа. В среднегорном рельефе россыпи крайне редки. Не бесосновательно широко распространено мнение, что эпохе образования россыпей предшествовал период денудационного выравнивания территории с образованием глинистых кор выветривания. Примером этого являются россыпи холмогорий Зейской впадины. Но это не является обязательным процессом при образовании богатых аллювиальных россыпей.

3.20.3. Реконструкция истории формирования рельефа

Реконструкция истории формирования рельефа является основой оценки территории на обнаружение россыпей. Опыт изучения материалов по всем россыпным районам показывает, что в настоящее время основным источником наращивания запасов не могут быть только современные русловые и пойменные россыпи. Главное значение для поисковых работ имеют древние россыпи, которые после образования подверглись разрушению или погребению. Для их выявления необходимо изучение закономерностей сохранения или консервации, преобразования и погребения. Ключ к этому лежит в истории развития рельефа.

Возникает вопрос, от какого возрастного рубежа должна изучаться история развития рельефа? Он может быть разным. Основное внимание должно уделяться позднекайнозойской или неоген-четвертичной истории, хотя кардинальная перестройка рельефа в большинстве регионов протекала в две фазы. Первая охватывала

период с позднего олигоцена до начала миоцена, вторая — с позднего плиоцена до голоцена. Мезозойские и более древние россыпные коллекторы и коры выветривания могли быть источником для образования более молодых россыпей.

3.21. РАСЧЕТ ЗАПАСОВ В РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПО КАТЕГОРИИ P_3

На основании проведенных исследований по выяснению потенциала продуктивной толщи и нормативно-методической документации выполняется количественная оценка перспектив россыпной металлоносности древней гидросети и современных долин, ее дренирующих, по категории P_3 .

Оценка ресурсов этой категории производится по аналогии с более изученными районами, где имеются разведанные месторождения того же генетического и геолого-промышленного типов. Наиболее вероятно, что геологическим обстановкам с похожей историей развития будет свойственно близкое по типу и масштабам оруденение.

При расчете используются значения линейной продуктивности известных близлежащих россыпей по формуле:

$$ПП = K \cdot M_1 \cdot L,$$

где K — коэффициент аналогии; M_1 — удельная продуктивность эталонной территории; L — длина гидросети.

В качестве примера за эталон в данном случае взята хорошо изученная территория приподнятой древней гидросети манзурского времени Сарминско-Анайской площади Западного Прибайкалья (см. рис. 63).

Сначала вычисляется удельная продуктивность эталонной территории всей изучаемой древней гидросети, протяженность которой составляет 420 км. На разных участках россыпи берутся валовые пробы и вычисляется содержание в них полезной компоненты. В данном случае оно равно 60 г/т. На основании схожести параметров данной россыпи с известной россыпью вычисляется коэффици-

ент аналогии. В данном случае он равен 0,5. Затем по приведенной выше формуле вычисляются прогнозные ресурсы. Они составили для Сарминско-Анайской площади 12,6 т, что в два раза увеличивает значение апробированных в Министерстве природных ресурсов Российской Федерации прогнозных ресурсов по состоянию на 2007 г.

На основании проведенных исследований даются рекомендации на постановку работ геологического доизучения площади масштаба 1:200 000 (ГДП–200) (листы N–48–16, 17, 22, 23, 27, 28, 29) с целью изучения продуктивности всей погребенной и приподнятой долинной сети и локализации там россыпей в пределах слабо изученной зоны сжатия с образованием локальных Предбайкальских прогибов и Приморского хребта.

В результате проведенных исследований и расчетов для Западного Прибайкалья сделаны выводы, полезные для прогнозных и разведочных работ:

1) позднеплиоцен-плейстоценовые аллювиальные образования манзурской свиты, выполняющие древнюю гидросеть, являются основным поставщиком свободного золота в современные долины;

2) россыпи древней гидросети сформированы за счет аллювиальной переработки мел-палеогеновых кор выветривания, способствовавшей интенсивному полному высвобождению золота из коренных источников, поэтому можно предполагать более высокую продуктивность древних россыпей по сравнению с позднеплейстоцен-голоценовыми; об этом также свидетельствует богатство позднеплиоцен-плейстоценовых россыпей соседних регионов (Ленский район, Восточное Забайкалье, Монголия), приуроченных к так называемой «белесой» толще, являющейся полным аналогом манзурского аллювия;

3) прогнозная оценка древних долин увеличивает золотой потенциал Западного Прибайкалья и позволяет более целенаправленно проводить поиски россыпей в пределах современной гидросети;

4) территория Предбайкальской зоны смятия, часто называемой Предбайкальским прогибом, может рассматриваться в качестве прогнозируемой минерагенической зоны, перспективной на выявление золотоносных россыпей (см. прил. 1, 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящем учебном пособии мы не стремились охватить все проблемы и их решения в области структурной геоморфологии. Без специального рассмотрения осталось структурно-геоморфологическое картографирование, направление сугубо самостоятельное и объемное. Мы считаем, что прямого отношения к поисковому делу оно не имеет. К тому же ввиду объемности вопроса эта проблема требует отдельного изучения. Его развитие целесообразно рассмотреть специально, в рамках отдельного подкурса структурной геоморфологии. По тем же причинам очень кратко, особо специализированно для поисковой геоморфологии освещены вопросы эволюционной геоморфологии. Зато намного больше внимания уделено вопросам комплексного использования геоморфологических, дистанционных, геофизических и геохимических методов в структурно-геоморфологическом анализе в поисковых целях.

Результаты исследований показывают применимость пособия как студентами, так и специалистами в нескольких познавательных направлениях: учебном, практическом, методическом, прогнозном и, как обобщение, в теоретическом.

Кроме того, следует отметить, что данное издание выполнено при финансовой поддержке гранта Правительства Российской Федерации.

Большую помощь и моральную поддержку при обсуждении учебного пособия оказали весь коллектив кафедры геоморфологии и члены Ученого совета факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета. Личную признательность хотелось бы выразить профессорам А. А. Григорьеву, Д. В. Севастьянову, А. Н. Ласточкину и безвременно ушедшему из нашей жизни замечательному геологу-геоморфологу и товарищу (соавтору) в научных исследованиях, многолетнему спутнику в геологических маршрутах Б. В. Томилову. Отдельную благодарность заслуживают инженер кафедры геоморфологии Санкт-Петербургского государственного университета М. Н. Калыгин и ассистент Н. И. Шавель за бескорыстную организационную помощь в научной и педагогической работе, в частности в подготовке.

Выход в свет данного издания был бы невозможен без участия руководства Тюменского государственного университета и сотрудников Издательства Тюменского государственного университета.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Части 1 и 2

1. Hobbs, W. H. Lineaments of the Atlantic border region / W. H. Hobbs // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1904. — Vol. 15. — P. 483–509.
2. Hobbs, W. H. Repeating patterns in the relief and structure of the land / W. H. Hobbs // Bull. Geol. Soc. Amer. — 1911. — Vol. 24. — P. 123–176.
3. Агатова, А. Р. Послеледниковое развитие долины р. Аккол Южно-Чуйского хребта (Юго-Восточный Алтай) / А. Р. Агатова // Геоморфология. — 1999. — № 2. — С. 52–59.
4. Атлас геологических карт: в 5 т. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1995.
5. Бетехтин, А. Г. Краткий курс месторождений полезных ископаемых / А. Г. Бетехтин [и др.]. — М.: ГРГ-ТиГРЛ, 1938. — 473 с.
6. Геоморфология: учеб. пособие / под ред. А. Н. Ласточкина, Д. В. Лопатина. — 2-е изд. — М.: Академия, 2011. — 464 с.
7. Дистанционные исследования при нефтегазопоисковых работах / под ред. акад. А. Л. Яншина. — М.: Наука, 1988. — 224 с.
8. Карта структурных неоднородностей земной коры, выделенных по данным обзорных космических съемок. Масштаб 1:15 000 000 / авт.-сост. Д. В. Лопатин, О. М. Антонов; отв. исп. Т. П. Литвинова. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
9. Коржуев, С. С. Морфотектоника и рельеф (на примере Восточной Сибири). — М.: Наука, 1974. — 254 с.
10. Ласточкин, А. Н. Неотектонические движения и размещение залежей нефти и газа / А. Н. Ласточкин // Труды ВНИГРИ. — 1974. — Вып. 327. — 69 с.
11. Ласточкин, А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем) / А. Н. Ласточкин. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 2002. — 762 с.
12. Левковский, Р. З. Раппакиви / Р. З. Левковский. — Л.: Наука, 1975. — 256 с.
13. Лобанова, А. Г. Биогеохимические методы при поисках кимберлитовых месторождений / А. Г. Лобанова // Доклады РАН. — 1987. — Т. 295, № 3. — С. 625–700.
14. Лопатин, Д. В. Агинская центроzonальная криптоморфная тектоно-магматическая структурная форма Юго-Восточного Забайкалья / Д. В. Лопатин // Исследование Земли из космоса. — 2009. — № 2. — С. 67–75.
15. Лопатин, Д. В. Возраст Байкала / Д. В. Лопатин, Б. В. Томилов // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 2004. — № 1. — С. 58–66.

16. Лопатин, Д. В. Геоморфологическая индикация глубинного геологического строения по данным орбитальных наблюдений на примерах Верхоянья и юга Дальнего Востока / Д. В. Лопатин // Геоморфология. — 2000. — № 3. — С. 79–87.
17. Лопатин, Д. В. Дистанционные исследования криптоморфных геоморфологических структур / Д. В. Лопатин // Геоморфология. — 2006. — № 2. — С. 6–20.
18. Лопатин, Д. В. Использование орбитальной информации для изучения тектонических структур Северной Евразии / Д. В. Лопатин // Исследование Земли из космоса. — 1996. — № 4. — С. 93–100.
19. Лопатин, Д. В. Комплексное прогнозирование редкометалльных штоков на Орловско-Спокойнинском рудном поле (Восточное Забайкалье) с использованием геоморфологических и дистанционных методов / Д. В. Лопатин, Б. В. Томилов, Н. И. Шавель // Региональная геология и металлогения. — 2011. — № 47. — С. 98–107.
20. Лопатин, Д. В. Криptomорфные геоморфологические структуры и их природа / Д. В. Лопатин // Географические и геоэкологические аспекты развития природы и общества. — СПб.: Изд-во СПбГУ, 2008. — С. 149–155.
21. Лопатин, Д. В. Линеamentная тектоника и месторождения-гиганты Северной Евразии / Д. В. Лопатин // Исследования Земли из космоса. 2002. — № 2. — С. 77–90.
22. Лопатин, Д. В. Поиски трубок взрыва на территории Восточно-Европейской платформы с использованием аэрокосмической информации / Д. В. Лопатин // Исследование Земли из космоса. — 2001. — № 1. — С. 62–72.
23. Лопатин, Д. В. Система автоматизированной диагностики трубок взрыва Восточно-Европейской платформы на основе цифровой обработки изображений местности / Д. В. Лопатин, И. Б. Антонова // Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых. — СПб.: Северо-Западный геолого-разведывательный центр, 2000. — С. 99–112.
24. Макаров, В. И. Методология и методические основы геологического дешифрирования космических снимков / В. И. Макаров // Космическая информация в геологии: монография / В. И. Макаров [и др.]. — М.: Наука, 1983. — 534 с.
25. Мещеряков, Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран / Ю. А. Мещеряков. — М.: Наука, 1965. — 390 с.
26. Новиков, И. С. Морфотектоника Алтая / И. С. Новиков. — Новосибирск: Наука, 2004. — 312 с.

27. Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях / под ред. И. П. Герасимова [и др.]. — М.: Недра, 1970. — 187 с.
28. Проблемы эндогенного рельефообразования / под ред. Н. А. Флоренсова. — М.: Наука, 1976. — 452 с.
29. Пронин, В. П. Корреляция геофизических полей / В. П. Пронин, Д. В. Лопатин. — М.: Наука, 1991. — 254 с.
30. Сафонов, Ю. Г. Космическая информация в геологии / Ю. Г. Сафонов. — М.: Наука, 1983. — 534 с.
31. Смыслов А. А. Проблемы нефтяной отрасли России в XXI веке и пути ее решения. Актуальные проблемы минерально-сырьевого комплекса / А. А. Смыслов, А. В. Козлов, Ю. Р. Вяхирев // Записки горного Института (приложение). — 2003. — С. 1–12.
32. Соловьев, В. В. Структуры центрального типа на территории СССР по данным геолого-морфологического анализа / В. В. Соловьев. — Л.: Недра, 1978. — 112 с.
33. Спиридонов, А. И. Геоморфологическое картографирование / А. И. Спиридонов. — М.: Недра, 1985. — 183 с.
34. Стовас, М. В. Избранные труды / М. В. Стовас. — М.: Наука, 1975. — 342 с.
35. Уфимцев, Г. Ф. Горы Земли (климатические типы и феномены орогенеза) / Г. Ф. Уфимцев. — М.: Научный мир, 2008. — 352 с.
36. Уфимцев, Г. Ф. Терминология структурной геоморфологии и неотектоники: словарь-справочник / Г. Ф. Уфимцев, Ф. С. Онухов, Д. А. Тимофеев. — М.: Наука, 1979. — 256 с.
37. Фаворская, М. А. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой / М. А. Фаворская [и др.]. — М.: Недра, 1969. — 264 с.
38. Философов, В. П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / В. П. Философов. — Саратов: Изд-во СГУ, 1975. — 232 с.
39. Флоренсов, Н. А. Очерки структурной геоморфологии / Н. А. Флоренсов. — М.: Наука, 1978. — 237 с.
40. Червяков, В. А. Концепция поля в приложении к морфометрическим картам / В. А. Червяков // Геоморфология. — 1984. — № 2. — С. 57–61.

Часть 3

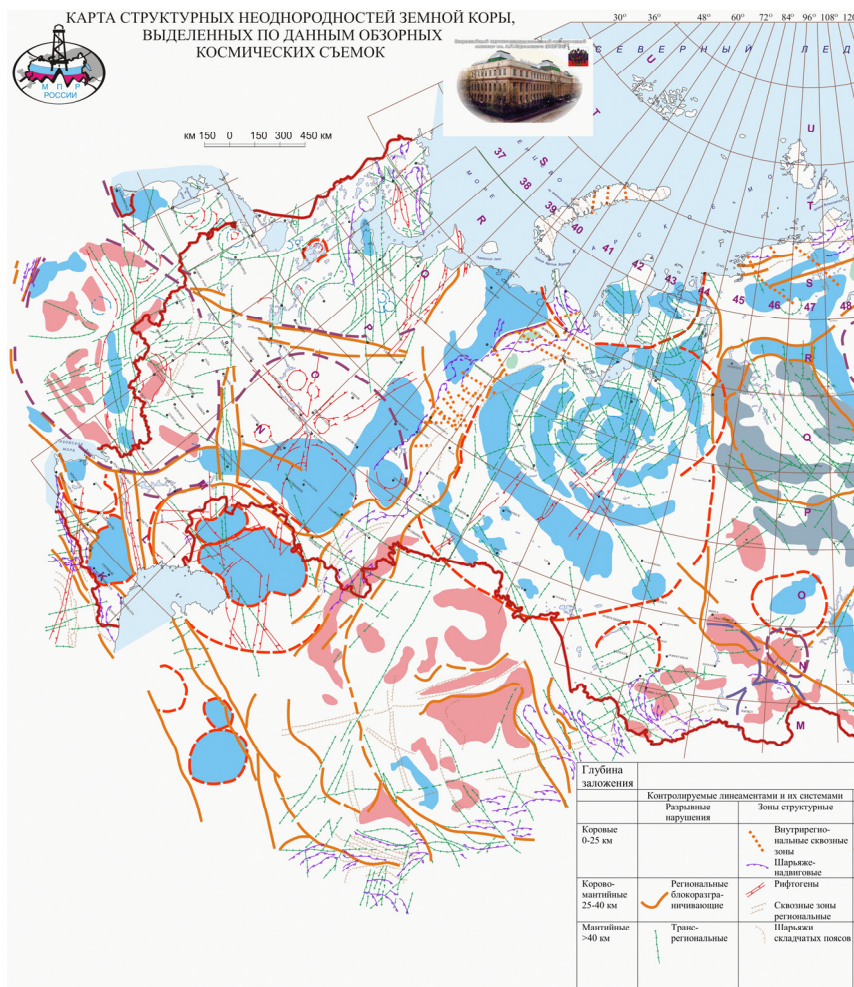
41. Билибин, Ю. А. Основы геологии россыпей / Ю. А. Билибин. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — 472 с.
42. Большианов, Д. Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктики / Д. Ю. Большианов. — СПб.: ААНИИ, 2006. — 296 с.

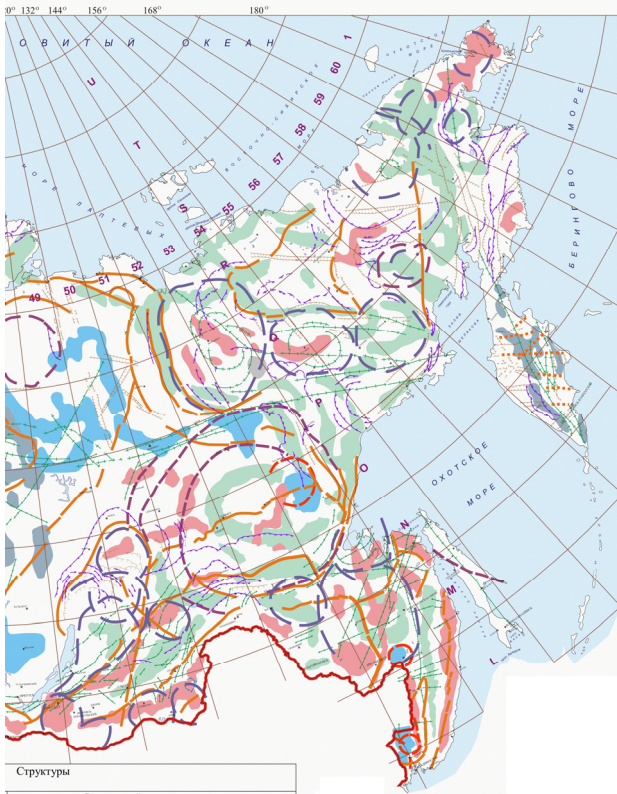
43. Воскресенский, С. С. Геоморфология россыпей / С. С. Воскресенский. — М.: Изд-во МГУ, 1985. — 208 с.
44. Гольдфарб, Ю. И. Возраст погребенных россыпей золота Малык-Сиенской впадины / Ю. И. Гольдфарб, Т. И. Капранова // Проблемы геологии россыпей. — Магадан: С-ВКНИИ, 1970. — С. 201–209.
45. Еникеев, Ф. И. Золотоносные россыпи ледниковых образований Северного Забайкалья: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Ф. И. Еникеев. — Чита, 2002. — 24 с.
46. Желамский, А. Г. Продуктивные эпохи россыпеобразования в связи с развитием разновозрастных поверхностей размыва и аккумуляции (на примере Неро-Колымского междуречья) / А. Г. Желамский // Проблемы геологии россыпей. — Магадан: С-ВКИ РАН, 1970. — С. 175–182.
47. Жилинский, Г. Б. Генетические типы оловянных россыпей Индонезии, методика их поисков и разведки / Г. Б. Жилинский // Геология россыпей: сб. статей. — М.: Наука, 1965. — С. 67–76.
48. Казакевич, Ю. П. Ленский золотоносный район. Т. 2. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей Ленского золотоносного района / Ю. П. Казакевич, М. В. Ревердатто. — М.: Недра, 1972. — 152 с.
49. Казакевич, Ю. П. Роль ледниковых процессов в сохранении и уничтожении золоторудных россыпей на примере некоторых районов Сибири / Ю. П. Казакевич, Н. А. Вашко // Геология россыпей. — М.: Наука, 1965. — С. 157–164.
50. Кашменская, О. В. Геоморфологический анализ при поисках россыпей / О. В. Кашменская, З. М. Хворостова. — Новосибирск: Наука, 1965. — 124 с.
51. Лопатин, Д. В. Возраст Байкала / Д. В. Лопатин, Б. В. Томилов // Вестник СПбГУ. Сер. 7. — 2004. — № 1. — С. 58–66.
52. Проблемы геологии россыпей / под ред. В. И. Смирнова. — Магадан, 1970. — 415 с.
53. Русловые процессы и формирование аллювиальных россыпей золота. — М.: Изд-во МГУ, 2009. — 171 с.
54. Скрябин, А. И. Геолого-геоморфологические особенности и типы россыпей бассейна среднего течения р. Эльги / А. И. Скрябин // Геология россыпей Якутии: сб. статей. — М.: Наука, 1964. — С. 107–139.
55. Трушков, Ю. Н. Типы и особенности олово-вольфрамовых россыпей Северо-Востока СССР / Ю. Н. Трушков // Геология россыпей Якутии: сб. статей. — М.: Наука, 1964. — С. 98–106.
56. Шило, Н. А. Основы учения о россыпях / Н. А. Шило. — М.: Наука, 1985. — 400 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

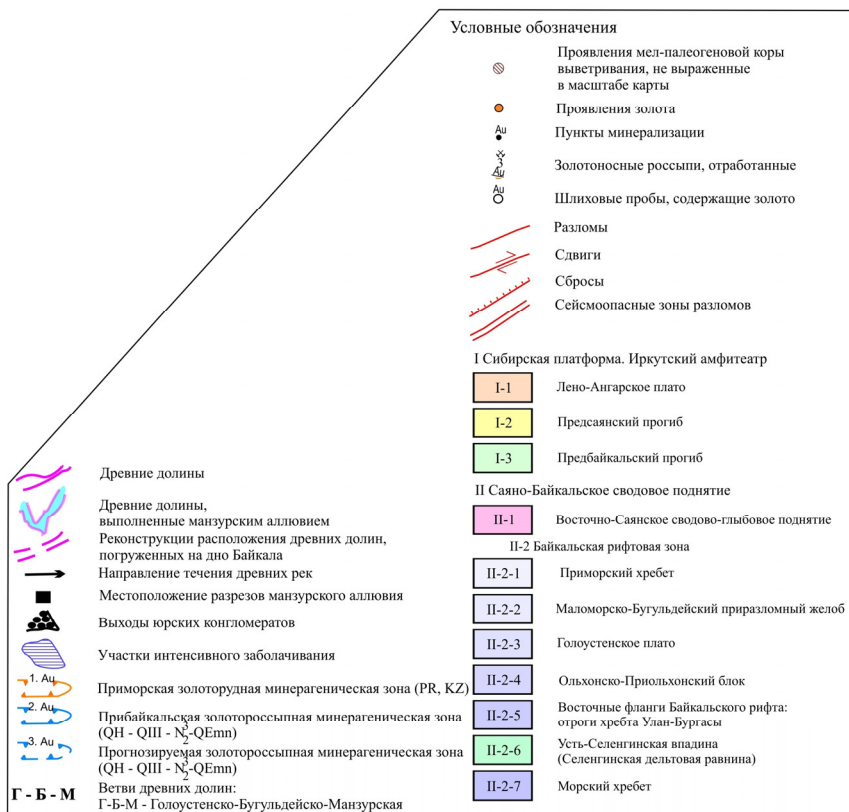
Карта структурных неоднородностей земной коры, выделенных по данным обзорных космических съемок (масштаб 1:15 000 000)





Структуры

С симметрией центрального типа			
Микро (<50 км)	Мезо (50-100 км)	Макро (100-250 км)	Мега (>250 км)
<p>Области сгущения центров кольцевых структур</p>	<p>Области сгущения центров кольцевых структур</p>	<p>Полонития</p>	<p>Тектономагматические структуры фундамента древних платформ</p>
<p>Вихревые структуры</p>	<p>Вулкано-структуры и области сгущения их центров</p>	<p>Слодовые поднятия в областях орогенеза</p>	
	<p>Ареалы распространения кризисоэффальных структур над мантийными диаширами</p>	<p>Области деструкции континентальной коры</p>	



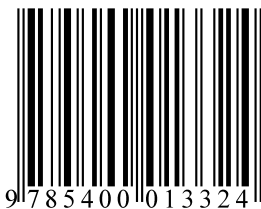
Учебное издание

ЛОПАТИН Дмитрий Валентинович
ЛИКУТОВ Евгений Юрьевич

СТРУКТУРНАЯ И ПОИСКОВАЯ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Учебное пособие

Редактор	<i>Е. В. Панькина</i>
Компьютерная верстка	<i>С. Ф. Обрядова</i>
Компьютерный дизайн обложки	<i>Е. Г. Шмакова</i>
Печать электрографическая	<i>А. В. Башкирова</i>
Печать офсетная	<i>В. В. Торопов, С. Г. Наумов</i>



Подписано в печать 20.04.2018. Тираж 50 экз.
Объем 15,81 усл. печ. л. Формат 60×84/16. Заказ 324.

Издательство Тюменского государственного университета
625003, г. Тюмень, ул. Семакова, 10
Тел./факс: (3452) 59-74-68, 59-74-81
E-mail: izdatelstvo@utmn.ru