

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное  
образовательное учреждение высшего образования  
«Пермский национальный исследовательский  
политехнический университет»

**А.П. Неволин, Е.Н. Сычкина**

**ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ  
(ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ)**

*Утверждено  
Редакционно-издательским советом университета  
в качестве учебного пособия*

Издательство  
Пермского национального исследовательского  
политехнического университета  
2019

УДК 552.2(075.8)

Н40

Рецензенты:

канд. техн. наук *В.И. Клевеко*  
(ООО «НПФ «Стройэксперт»», г. Пермь);  
д-р техн. наук, профессор *А.Б. Пономарев*  
(Пермский национальный исследовательский  
политехнический университет)

**Неволин, А.П.**

Н40 Инженерная геология. Горные породы (термины и определения) : учеб. пособие / А.П. Неволин, Е.Н. Сыч-кина. – Пермь : Изд-во Перм. нац. исслед. политехн. ун-та, 2019. – 510 с.

ISBN 978-5-398-02258-2

Приведены определения горных пород, наиболее распространенных в земной коре, также описаны процессы их образования, преобразования, разрушения; даны характеристики и свойства пород.

Предназначено для студентов всех форм обучения, изучающих дисциплины «Инженерная геология», «Механика грунтов», «Основания и фундаменты».

УДК 552.2(075.8)

ISBN 978-5-398-02258-2

© ПНИПУ, 2019

## Оглавление

Предисловие .....	5
Химические элементы в алфавитном порядке латинского алфавита ...	6
Условные обозначения минералов .....	7
1. Общие данные о горных породах, земной коре и Земле .....	8
1.1. Классификация горных пород.....	9
1.2. Земля. Строение Земли .....	10
1.3. Новая глобальная тектоника литосферных плит. История вопроса .....	13
1.4. Структурные элементы земной коры и литосферы.....	17
1.5. Химический состав земной коры .....	19
1.6. Строение горных пород .....	21
1.7. Геологические образования .....	24
2. Процессы образования, преобразования (изменения) и разрушения горных пород.....	28
2.1. Общие вводные определения .....	28
2.2. Основные процессы образования горных пород.....	30
2.2.1. Эндогенные процессы .....	30
2.2.2. Экзогенные процессы.....	32
2.3. Процессы разрушения горных пород .....	33
3. Магматические горные породы .....	36
3.1. Общие данные, образование, состав, классификация.....	36
3.1.1. Особенности образования магматических пород.....	37
3.1.2. Химический и минеральный состав магматических пород.....	41
3.1.3. О названиях (видах) магматических пород (рекомендации Петрографического кодекса).....	46
3.2. Формы залегания магматических пород .....	48
3.2.1. Формы залегания интрузивных пород .....	48
3.2.2. Формы залегания вулканических пород.....	53
3.3. Структуры и текстуры магматических горных пород .....	56
3.3.1. Структуры.....	56
3.3.2. Текстуры магматических пород .....	75
3.4. Магматические plutонические породы .....	79
3.4.1. Ультраосновные горные породы .....	84
3.4.2. Основные горные породы (базиты).....	99
3.4.3. Средние горные породы .....	132
3.4.4. Кислые и ультракислые горные породы.....	148
3.4.5. Несиликатные магматические породы .....	171

3.5. Магматические вулканические породы.....	177
3.5.1. Ультраосновные вулканические породы .....	184
3.5.2. Основные вулканические породы .....	199
3.5.3. Средние вулканические породы .....	218
3.5.4. Вулканические кислые породы.....	235
3.5.5. Магматические вулканогенные обломочные породы.....	256
3.6. Магматические гипабиссальные горные породы .....	269
4. Метаморфические горные породы.....	295
4.1. Классификация метаморфических процессов и пород .....	295
4.2. Факторы метаморфизма. Вещественный состав метаморфических пород.....	332
4.3. Структуры и текстуры метаморфических горных пород.....	346
4.4. Фации метаморфизма .....	353
4.5. Класс контактово-метаморфических (термально-метаморфических) пород.....	360
4.6. Класс динамотермально-метаморфических (регионально-метаморфических) горных пород.....	369
4.7. Динамометаморфические (дислокационно- метаморфические) горные породы.....	391
5. Метасоматические горные породы.....	401
5.1. Классификация метасоматических процессов и пород .....	403
5.2. Описание некоторых видов метасоматических пород.....	414
6. Мигматиты .....	426
7. Осадочные горные породы .....	430
7.1. Общие данные, образование, классификация осадочных пород.....	430
7.2. Обломочные (терригенные) осадочные породы .....	439
7.3. Органогенные осадочные горные породы.....	459
7.4. Хемогенные осадочные горные породы .....	477
7.5. Осадочные породы, содержащие вулканогенный материал.....	484
7.6. Смешанные осадочные породы .....	489
8. Импактные (коптогенные) образования.....	500
Список литературы.....	509

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Данная книга является продолжением двух книг о минералах, написанных авторами в 2017 и 2019 гг. В этой книге в том же ключе изложения терминов и определений мы постараемся описать всё многообразие существующих типов и видов горных пород, выполняя при этом все требования и рекомендации нормативных документов и, прежде всего, Петрографического кодекса, утверждённого Международной петрографической комиссией (МПК), изданного ВСЕГЕИ в 2009 г., а также других документов, касающихся вопросов недропользования, технологий добычи полезных ископаемых, производства из них строительных материалов, соблюдения условий и требований правил охраны труда, техники безопасности.

## ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В АЛФАВИТНОМ ПОРЯДКЕ ЛАТИНСКОГО АЛФАВИТА

Цифра – номер в таблице Д.И. Менделеева; (57–71) – лантаноиды;  
(89–103) – актиноиды

Ac – актиний	89	Gd – гадолиний	64	Po – полоний	84
Ag – серебро	47	Ge – германий	32	Pr – празеодим	59
Al – алюминий	13	H – водород	1	Pt – платина	78
Am – америций	95	He – гелий	2	Pu – плутоний	94
Ar – аргон	18	Hf – гафний	72	Ra – радий	88
As – мышьяк	33	Hg – ртуть	80	Rb – рубидий	37
At – аstat	85	Ho – гольмий	67	Re – рений	75
Au – золото	79	Hs – гассий	108	Rf – резерфордий	104
B – бор	5	I – йод	53	Rh – родий	45
Ba – барий	56	In – индий	49	Rn – радон	86
Be – бериллий	4	Ir – иридий	77	Ru – рутений	44
Bh – борий	107	K – калий	19	S – сера	16
Bi – висмут	83	Kr – криптон	36	Sa – самарий	62
Bk – берклий	97	La – лантан	57	Sb – сурьма	51
Br – бром	35	Li – литий	3	Se – селен	34
C – углерод	6	Lu – лютеций	71	Sg – сиборгий	106
Ca – кальций	20	Lr – лоуренций	103	Si – кремний	14
Cd – кадмий	14	Me – менделевий	101	Sk – скандий	21
Ce – церий	58	Mg – магний	12	Sn – олово	50
Cf – калифорний	98	Mn – марганец	25	Sr – стронций	38
Cl – хлор	17	Mo – молибден	42	Ta – тантал	73
Cm – кюрий	96	N – азот	7	Tb – тербий	65
Co – кобальт	27	Na – натрий	11	Tc – технеций	43
Cr – хром	24	Nb – ниобий	41	Te – теллур	52
Cs – цезий	55	Nd – неодим	60	Th – торий	90
Cu – медь	29	Ne – неон	10	Ti – титан	22
Db – дубний	105	Ni – никель	28	Tl – таллий	81
Dy – диспозий	66	No – нобелий	102	Tm – туллий	69
Er – эрбий	68	Np – нептуний	93	U – уран	92
Es – эйнштейний	99	O – кислород	8	V – ванадий	23
Eu – европий	63	Os – осмий	76	W – вольфрам	74
F – фтор	9	P – фосфор	15	Xe – ксенон	54
Fe – железо	26	Ra – протактиний	91	Y – иттрий	9
Fm – фермий	100	Pb – свинец	82	Yb – иттербий	70
Fr – франций	87	Pd – палладий	46	Zn – цинк	30
Ga – галлий	31	Pm – прометий	61	Zr – цирконий	40

## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ МИНЕРАЛОВ

Ab	Альбит	Plm	Ильменит
Aeg-Aug	Эгирин-авгит	Ks	Кальсилит
Aeg	Эгирин	Ktph	Капафорит
Alk	Щёлочность	Lab	Лабрадор
An	Анортит	Lc <sup>1</sup>	Псевдолейцит
Amph	Амфибол	Lc	Лейцит
Anc	Анальцим	Lep	Лепидомелан
Ap	Апатит	Ld	Лепидолит
Arf	Арфведсонит	Mc	Слюда
Atg	Антигорит	Mel	Мелилит
Aug	Авгит	Mnt	Монтичеллит
Brv	Баркевикит	Ms	Мусковит
Bt	Биотит	Mt	Магнетит
Cal	Кальцит	Ne	Нефелин
Can	Канкринит	Oi	Оливин
Cen	Клиноэнстатит	Olg	Олигоклаз
Chl	Хлорит	Ort	Ортоклаз
Chr	Хромит	Orx	Ортопироксен
Cpx	Клинопироксен	Phl	Флогопит
Crl	Хризолит	Pl	Плагиоклаз
Crs	Кристобалит	Prp	Пироп
Cum	Куммингтонит	Prv	Перовскит
Di	Диопсид	Px	Пироксен
Di-Aug	Диопсид-авгит	Q(Qtz)	Кварц
En	Энстатит	Rbk	Рибекит
Ep	Эпидот	Rt	Рутил
F	Фельдшпатоид (фоид)	Sa	Санидин
Fa	Фаялит	Srp	Серпентин
Fl	Флюорит	Sd(Sod)	Содалит
Fe-Aug	Железистый авгит	Spl	Шпинель
Fo	Форстерит	Spd	Шпинелиды
Fsp	Полевой шпат	Tiaug	Титан-авгит
Gr	Гранат	Timt	Титаномагнетит
Gyn	Гаюин	Tlc	Тальк
Hbl	Роговая обманка	Ttn	Титанит
Hl	Галит	Zrn	Циркон

## 1. ОБЩИЕ ДАННЫЕ О ГОРНЫХ ПОРОДАХ, ЗЕМНОЙ КОРЕ И ЗЕМЛЕ

*Горные породы* – естественные (природные) плотные или рыхлые агрегаты разнообразных минералов или обломков каких-либо пород, более или менее постоянного минералогического и химического составов, образующие самостоятельные геологические тела, слагающие земную кору, литосферу.

Горные породы имеют специфическое внутреннее строение, определяемое структурными и текстурными особенностями, которые в свою очередь обусловлены формой, размерами, взаимным расположением минеральных зёрен, частиц, составляющих горную породу. Они могут быть мономинеральными, т.е. состоять из зёрен одного минерала (например, известняк, мрамор состоят из кристаллов кальцита) или полиминеральными, когда произошло срастание двух или нескольких минералов, различных по химическому составу и свойствам (например, гранит состоит из зёрен кварца, полевого шпата, слюды). Большую часть земной коры (около 90 %) слагают полиминеральные горные породы: гранит, лампрофир, гнейс, перидотит, дунит, горнблендит и др. Меньшую часть составляют мономинеральные породы. У каждой горной породы есть свои (один или несколько) пороодообразующие минералы. С минеральным составом горных пород тесно связан и их химический состав, который вместе с минеральным используется для классификации пород. Изучением горных пород занимаются науки петрография, петрология и литология.

*Петрография* [*< греч. petros – камень и grapho – пишу*] – наука, занимающаяся изучением, описанием и классификацией эндогенных (магматических, метаморфических, метасоматических, мигматитовых) и импактных (коптогенных) пород и образованных ими тел, с определёнными минеральными и химическими составами, текстурами, структурами и условиями залегания. Совокупность перечисленных выше типов по-



род в Петрографическом кодексе [7] обозначается термином «кристаллические породы», хотя среди них, кроме преобладающих кристаллических, присутствуют также стекловатые и кластические.

*Петрология* [< греч. камень и logos – слово, учение] – наука, концентрирующая своё внимание на условиях происхождения и формирования горных пород, на экспериментальном воспроизведении этих условий, на соотношениях пород в естественных ассоциациях, закономерности их распределения, распространения во времени и в пространстве.

*Литология* [< греч. lithos – камень и logos – слово, учение] – наука об осадочных горных породах и современных осадках, их вещественном составе, строении, закономерностях и условиях их образования и изменения.

### **1.1. Классификация горных пород**

В соответствии с положениями кодекса [7], обязательных требований и рекомендаций которого мы будем придерживаться, классификация горных пород базируется на принципах многоступенчатой иерархии таксонов [< лат. taxare – оценивать]. Самой крупной таксономической единицей, принятой в кодексе [7], является *тип* горной породы, который выделяется «по характеру геологических процессов, приводящих к их образованию (по способу образования)».

В кодексе [7] выделены следующие типы горных пород:

– *магматические* [< греч. магма – густая мазь, месиво, расплав] – горные породы, образовавшиеся в результате застывания и кристаллизации магматических расплавов в земной коре или на поверхности земли;

– *метаморфические* [< греч. metamorphojmai – преобразуюсь, превращаюсь] – породы, образовавшиеся из других пород в результате метаморфизма – процесса минеральных и текстурно-структурных преобразований любого состава

и происхождения, протекающий вследствие изменения термодинамических условий геологической среды. Протолит («первый камень», исходная порода) в этом процессе сохраняет твёрдое состояние;

– *метасоматические* [< греч. meta – между, после, через и somatos – тело] – породы, образовавшиеся в результате химического замещения в породе одних минералов другими, протолит при этом сохраняет твёрдое состояние;

– *полигенные породы, мигматиты* [< греч. migma – смесь] – ассоциации, смеси пород различного происхождения (генезиса);

– *коптогенные* [< греч. korthos – разрушать ударами (импактные < англ. impact – взрыв, удар)] – горные породы, образовавшиеся, переплавленные при ударе, взрыве метеорита, «продукты преобразований исходных пород других типов, вызванных соударениями малых космических тел с Землёй».

Кроме перечисленных выше типов горных пород и названных в кодексе [7] рассмотрим также тип *осадочных* горных пород, изучаемых в литологии.

Породы каждого типа подразделяются по различным критериям на таксоны более низких рангов: классы, отряды, группы, семейства, рода, виды, разновидности; в некоторых типах выделяются подклассы, подотряды.

Дальнейшее подразделение на таксоны каждого типа горных пород рассматривается ниже при изучении конкретного типа пород.

## 1.2. Земля. Строение Земли

Около 5 млрд лет назад в одной из 10 млрд наблюдаемых галактик, в Галактике Млечного Пути диаметром около 100 тыс. световых лет, с количеством звёзд 100 млрд произошёл взрыв сверхновой звезды. Невероятная по своей силе ударная волна начала сжимать межзвёздное вещество, «пыль Вселенной», пока из неё не сформировалось более плотное га-

зопылевое облако. Благодаря силам гравитации облако сжималось всё сильнее, температура в центре облака из-за сжатия межзвёздного вещества достигла  $10\text{--}12\cdot 10^6$  °С, начались термоядерные реакции и зажглось Солнце – в масштабе нашей Галактики Млечного Пути самая рядовая звезда.

Облако межзвёздного вещества вокруг Солнца, сжавшись до уплощённых колец, постепенно образовало сгустки-зародыши будущих планет. Через 400–500 млн лет Земля уже приняла те размеры и форму, которые имеет сейчас. Образовалась Солнечная система, находящаяся довольно далеко, на расстоянии приблизительно  $\frac{2}{3}$  радиуса от центра галактики.

Уникальная для нас планета Земля – одна из 9 планет Солнечной системы, третья от Солнца, обращающаяся вокруг него по почти круговой орбите с средним радиусом 149,6 млн км за период 365,24 средних солнечных суток со скоростью 29,765 км/с. Период вращения Земли вокруг оси 23 ч 56 мин 4,1 с. Вращение вокруг оси вызывает смену дня и ночи; наклон оси и обращение вокруг Солнца – смену времён года.

Термоядерные реакции на Солнце продолжают уже 5 млрд лет, выбрасывается огромное количество энергии, переносимой излучением. Какую-то часть этого тепла получает Земля, на которой возникла, благодаря энергии Солнца, и поддерживается жизнь уже более 3 млрд лет. Человеку трудно представить, какое количество энергии выбрасывается Солнцем. Земля, находящаяся от него на расстоянии 149,6 млн км, получает от Солнца  $2\cdot 10^{17}$  Вт лучистой солнечной энергии, это приблизительно равно работе  $22\cdot 10^7$  Белоярских АЭС или  $14\cdot 10^7$  ДнепроГЭСов.

Форма Земли – геоид, приближенно-трёхосный эллипсоид, сфероид, сплюснутый с полюсов, характеризующийся следующими размерами и физико-техническими показателями:

- средний радиус 6371 км;
- экваториальный радиус 6378 км;

- полярный радиус 6357 км;
- экваториальная окружность 40054 км;
- площадь всей поверхности 510,2 млн км<sup>2</sup>;
- в том числе площадь Мирового океана 361,1 млн км<sup>2</sup>;
- площадь суши 149,1 млн км<sup>2</sup>;
- объём Земли  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>;
- масса Земли  $5,98 \cdot 10^{21}$  т;
- средняя плотность 5,52 т/м<sup>3</sup> (г/см<sup>3</sup>).

Земля обладает магнитным и тесно связанным с ним электрическим полями. Гравитационное поле Земли обуславливает её сферическую форму и существование атмосферы.

В результате дифференциации вещества Земли, под действием её гравитационного поля, в условиях разогрева земных недр внутренними термоядерными реакциями возникли и развились различные по химическому составу, агрегатному состоянию и физическим свойствам оболочки – геосферы: ядро, мантия, земная кора, гидросфера, атмосфера, магнитосфера (рис. 1).



Рис. 1. Схема внутреннего строения Земли

На протяжении XIX и XX вв. в изучении строения и развития земной коры соперничали как минимум две гипотезы:

1. Фиксизм – гипотеза, исходящая из представлений о неизблемости (фиксированности) положений континентов на поверхности Земли, решающая роль в развитии земной коры отводилась вертикально направленным тектоническим движениям.

2. Мобилизм – гипотеза, предполагающая большие (до нескольких тысяч километров) горизонтальные перемещения крупных литосферных плит. Мобилизм как гипотеза является предшественницей современной гипотезы, переросшей в теорию «Новая глобальная тектоника».

### **1.3. Новая глобальная тектоника литосферных плит. История вопроса**

Вскоре после открытия Америки на географических картах стало появляться всё более точное изображение американского побережья, и было замечено удивительное соответствие береговых линий континентов по разные стороны Атлантического океана. Более того, стало известно о полном сходстве ископаемых растений палеозойской эры, найденных в Европе и Северной Америке. После этого Антонио Снидера осенила мысль: вероятно всего, ископаемые деревья росли в одном лесу, одна часть которого оказалась в Европе, другая – в Америке. Сблизив на карте материка так, чтобы берега соединились, Снидер получил единый континент. Его книга «Мироздание и его разоблачённые тайны» вышла в Париже в 1858 г. Современников идея не впечатлила, но осталась витать в воздухе.

В последующие полвека аналогичные гипотезы, выдвигавшиеся разными учёными, постигла та же судьба. Каждый учёный приходил к выводу, что континенты наших дней – обломки более крупных континентов далёкого прошлого, удалившиеся друг от друга на тысячи километров.

Наконец, немецкий учёный Альфред Вегенер не только вновь выдвинул эту гипотезу, но и подкрепил её разнообразными геологическими и геофизическими данными в своей статье «Глобальная тектоника литосферных плит. Плавающие континенты», вышедшей в 1912 г. Единый суперконтинент палеозойской эры, позже расколовшийся и распавшийся, Вегенер назвал «Пангея», «единая земля». Понадобилось ещё полвека, чтобы к концу 1960-х гг. представления о крупных перемещениях земной коры превратились из гипотезы в развёрнутую теорию, учение о тектонике плит.

Основные характеристики внутренних оболочек приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика внутренних оболочек Земли

Геосфера	Интервал глубин, км	Плотность, г/см <sup>3</sup>	Доля от объема Земли, %	Масса, 10 <sup>25</sup> т	Доля от массы Земли, %
Земная кора (слой А)	0–33	2,7–3,0	1,55	5	0,8
<i>Раздел Мохоровичича</i>					
Мантия					
Внешняя (слой В)	33–410	3,32–3,65	16,67	62	10,4
Переходная (слой С)	410–1000	3,65–4,68	21,31	98	16,4
Нижняя (слой D)	1000–2700	4,68–5,69	44,28	245	41,0
<i>Раздел Гутенберга</i>					
Ядро					
Внешнее (слой Е)	2900–4980	9,4–11,5	15,16	188	31,4
Переходное (слой F)	4980–5120	11,5–12,0	0,28		
Внутреннее (слой G)	5120–6370	12,0–12,3	0,76		

Как уже отмечалось выше, горные породы составляют (слагают) земную кору (внешнюю «твёрдую» оболочку Земли). Ниже коры находится мантия, которая заметно отличается от коры составом и физическими свойствами – она более тяжёлая и состоит из тугоплавких веществ.

Разделяет кору и мантию граница Мохоровичича («граница Мохо»).

*Поверхность Мохо* – граница раздела между земной корой и мантией, выявленная в 1909 г. югославским сейсмологом А. Мохоровичичем (1857–1936). Скорость продольных сейсмических волн при переходе через границу Мохо возрастает скачком с 6,7–7,6 до 7,9–8,2 км/с, а плотность с 2,9–3,0 до 3,1–3,5 т/м<sup>3</sup>.

*Земная кора* – верхняя оболочка (сфера) «твёрдой» Земли, нижняя граница которой – поверхность Мохо. Различают континентальный тип земной коры (толщиной 35–45 км под равнинами и до 70 км в области гор) и океанический тип (толщиной 5–10 км).

В строении континентальной земной коры имеются три слоя: верхний «осадочный»; средний, условно называемый «гранитным» и нижний «базальтовый»; в океаническом типе земной коры «гранитный» слой отсутствует, а «осадочный» имеет уменьшенную мощность. В переходной зоне от материка к океану развивается кора промежуточного типа (субконтинентальная или субокеаническая). Земная кора подвержена постоянным тектоническим движениям. В её строении выделяют подвижные области – геосинклинали и относительно спокойные – платформы (структурные элементы коры).

*Осадочный слой* (стратисфера < лат. stratum – слой, настил) – слой, состоящий из осадочных горных пород, мощность от 0 (в пределах щитов и антиклинориев) до 20–25 км (в низменностях, например, Прикаспийской).

*«Гранитный» слой* (гранитогнейсовый, гранитометаморфический) – слой земной коры, в котором скорость продоль-

ных сейсмических волн составляет 5,5–6,5 км/с. Мощность изменяется от 10 км на равнинах до 30–40 км под горными районами.

*Конрада поверхность* – условная граница, разделяющая «гранитный» и «базальтовый» слои земной коры, выявленная австрийским геофизиком В. Конрадом (1876–1962) по некоторому увеличению скорости прохождения сейсмических волн. Последующие исследования показали отсутствие местами этой границы. (Для справки: средняя плотность «гранитного» слоя составляет 2,6 т/м<sup>3</sup>; «базальтового» – 2,52–2,97 т/м<sup>3</sup>.)

*«Базальтовый» слой* – нижний слой земной коры, расположенный между поверхностью Конрада и поверхностью Мох. Состоит предположительно из габбро; выделяется по сейсмическим данным; мощность составляет от 30 км на материках и до 15 км под дном океана.

*Материк (континент)* – крупный массив земной коры, большая часть которого выступает над уровнем Мирового океана, а периферия находится ниже его уровня. Подводная окраина материка – периферическая часть материка, перекрытая водами океана и представляющая собой по геологическому строению и рельефу продолжение прилегающей части суши. Подразделяется на шельф, материковый склон и материковое подножие, граничащее с ложем океана. Площадь континентов превышает площадь суши.

*Шельф* (материковая отмель) – выровненная часть подводной окраины материков, прилегающая к берегам суши и характеризующаяся общим с ней геологическим строением. Глубина края шельфа обычно составляет 100–200 м, но в отдельных случаях достигает 1500–2000 м (например, в Южно-Курильской котловине Охотского моря); ширина до 1500 км (например, в Северном Ледовитом океане). Общая площадь шельфов около 32 млн км<sup>2</sup>. На шельф распространяются суверенные права прибрежного государства; без его прямого согласия никто не вправе производить разведку, разработку



и добычу естественных богатств шельфа (полезные ископаемые, биологические ресурсы). Правовой режим континентального шельфа регулируется Конвенцией ООН. Здесь велика роль геологов в обосновании общности геологического строения шельфа и материка, а также в обосновании размеров шельфов.

*Материковый склон* – часть океанического дна, переходная от шельфа (материковой отмели) к материковому подножию. Средние уклоны около  $4^\circ$ , максимальные –  $40^\circ$ . В структурно-геологическом отношении материковый склон – непосредственное продолжение прилегающих участков материка. Формы расчленения – ступени, подводные каньоны и др.

#### **1.4. Структурные элементы земной коры и литосферы**

*Литосфера* – верхняя твёрдая оболочка Земли, включающая земную кору и часть верхней мантии до астеносферы; субстрат, питательная среда для приращения земной коры, в то же время поглощающая и перерабатывающая огромные блоки земной коры, литосферных плит. Толщина литосферы 150–300 км под континентами и от нескольких километров до 90 км под океаном. Литосфера в буквальном смысле плавает на астеносфере; при этом передвигаются континенты, они по сути состоят из литосферных плит.

*Геосинклиналь* [*< греч. geo – Земля и synkliniai – склоны противоположащих гор*] – обширный линейно вытянутый, длинный (десятки и сотни километров) относительно узкий и глубокий прогиб земной коры, возникающий на дне морского бассейна, обычно ограниченный разломами и заполненный мощными толщами осадочных и вулканических пород. В результате интенсивных и длительных тектонических деформаций превращается в сложную складчатую структуру – часть горного сооружения. Внутренняя часть синклинали сложена более молодыми отложениями, а внешняя – более древними. Расположены обычно в зоне перехода от океана к континенту

или между континентами. Рассматриваются как области превращения океанической земной коры в континентальную. Пример современного аналога геосинклинального пояса – островные дуги (вместе с глубоководными желобами) окраинных и внутренних морей. В этом смысле геосинклиналь и пояс – синонимы.

*Платформа* (буквально «плоская форма») – одна из главных глубинных структур земной коры, характеризующаяся малой интенсивностью тектонических движений, магматической деятельности и плоским рельефом. Платформы противопоставляются высокоподвижным геосинклинальным поясам. Платформа имеет двухъярусное строение: нижний ярус, *фундамент* платформы, образуют комплексы сильно смятых, метаморфизованных и пронизанных гранитами пород; верхний ярус, платформенный *чехол*, сложен спокойно залегающими преимущественно осадочными и отчасти вулканическими толщами. В пределах платформы выделяются *щиты*, где складчатый фундамент выступает на поверхность, и *плиты*, в которых фундамент погружен на глубину. Платформы разделяются на древние с фундаментом докембрийского возраста (более 570 млн лет) и молодые с фундаментом палеозойского (250–570 млн лет) и мезозойского (65–250 млн лет) возрастов.

*Антеклиза* – обширное (сотни километров в поперечнике) пологое антиклинальное поднятие земной коры в пределах платформы.

*Синеклиза* [< греч. *syn* – вместе и *enklisis* – наклонение] – обширный (до нескольких сотен километров в поперечнике) пологий прогиб слоёв земной коры в пределах платформ, имеющий преимущественно неправильные округлые очертания; наклон слоёв на крыльях – доли градуса.

*Антиклиналь* – складка слоёв горных пород, обращённая выпуклостью вверх. В ядре антиклинали находятся более древние горные породы, а крылья сложены более молодыми породами.

*Синклиналь* [< греч. *synklino* – наклоняюсь] – складка слоёв горных пород, обращённая выпуклостью вниз. Внутренняя часть синклинали сложена более молодыми породами, а внешняя – более древними.

*Кратон* (древняя платформа с докембрийским или даже дорифейским фундаментом) [< греч. *kratos* – сила, крепость] – консолидированный участок континентальной земной коры, не испытывающий значительных складчатых деформаций.

### **1.5. Химический состав земной коры**

*Кларки элементов* – числовые оценки средних содержания химических элементов в земной коре; измеряются в процентах от массы земной коры. Термин введён советским геохимиком, минералогом А.Е. Ферсманом (1883–1945), название по фамилии американского геохимика Франка Кларка (1847–1931), выполнившего расчёты содержания элементов в земной коре. По расчётам среднее содержание самых распространённых химических элементов, % от массы земной коры: кислород – 47,00; кремний – 29,5; алюминий – 8,05; железо – 4,65; кальций – 2,96; натрий – 2,5; калий – 2,5; магний – 1,87. В сумме содержание этих 8 элементов с кларками более 1,0 равно 99,03 %.

Американский исследователь Б. Мэйсон сделал попытку определения кларков элементов планеты в целом и получил такие результаты: железо – 38,8; кислород – 27,17; кремний – 13,84; магний – 11,25; сера – 2,74; никель – 2,7; кальций – 1,07; алюминий – 1,07; натрий – 0,51; кобальт – 0,2. В сумме содержание этих 10 элементов равно 99,35 %.

*Мантия Земли* – источник обмена вещества с земной корой, оболочка «твёрдой» Земли, расположенная между земной корой и ядром Земли. Верхняя граница мантии проходит на глубине от 5–10 до 70 км, по поверхности Мохо, нижняя – на глубине 2900 км по границе с ядром Земли. Мантия составляет

83 % объёма Земли и 67 % её массы. Предполагается, что мантия сложена в основном оливином. Выделяют верхнюю мантию толщиной около 900 км и нижнюю – около 2000 км. Благодаря высокому давлению (от 1 до 136 ГПа) вещество мантии, по-видимому, находится в твёрдом кристаллическом состоянии за исключением астеносферы [*греч. asthenes – слабый*] – разуплотнённого слоя пониженной твёрдости, прочности и вязкости в верхней мантии Земли. Верхняя граница астеносферы расположена на глубине около 100 км под материками и около 50 км под дном океана; нижняя граница астеносферы расположена на глубине 250–350 км. Астеносфера играет важную роль в происхождении эндогенных процессов, протекающих в земной коре, мантии (магматизм, метаморфизм и др.), а также в процессах разрастания океанической коры (спрединге) и субдукции (рис. 2).

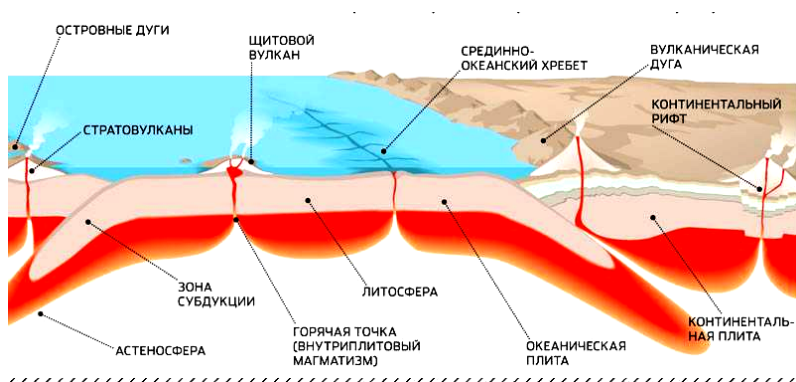


Рис. 2. Разрастание океанической коры (спрединг) и подвиг океанической плиты под материковую с образованием вулканических очагов (субдукция)

Близ срединно-океанических хребтов (СОХ) литосферные плиты океанического типа наращиваются за счёт вещества, поднимающегося из недр (мантии и астеносферы) и расходят-

ся, раздвигаются мантийным веществом как клином в стороны. Это явление получило название *спрединг*.

В глубоководных желобах одна литосферная плита (океаническая) поддвигается под другую и поглощается (*субдукция*) мантией (астеносферой). Там, где литосферные плиты сталкиваются между собой, от океанической плиты, в силу высоких температур и давлений, отделяется немного расплава, над этим местом в астеносфере образуются магматические очаги, а на поверхности – цепочки вулканов.

*Ядро Земли* – центральная, наиболее глубокая геосфера Земли. Средний радиус около 3,5 тыс. км. Делится на внешнее ядро и субъядро. Температура в центре ядра Земли достигает 5000 °С, плотность около 12,5 т/м<sup>3</sup>, давление 361 ГПа. Предполагается, что внешнее ядро – жидкое, а субъядро – твёрдое. Масса ядра составляет примерно 32 % массы Земли, а объём примерно 16 %. Ядро почти на 90 % состоит из Fe, Ni, O<sub>2</sub>, S, C, H<sub>2</sub>. Радиус внутреннего ядра, состоящего из железоникелевого сплава, составляет 1200–1250 км, переходный слой (слой F) имеет мощность 300–400 км.

Таким образом, оболочки Земли находятся в твёрдом состоянии за исключением внешнего ядра, состоящего из расплавленного жидкого вещества и твёрдой пластичной астеносферы, вещество которой находится тоже в частично (до 10 %) расплавленном состоянии.

## 1.6. Строение горных пород

Строение горных пород зависит от условий их образования, формирования и выражается типами отдельности, структурами, текстурами.

*Отдельность* – способность горных пород раскалываться на характерной формы блоки по существующим в породах трещинам, появившимся при образовании пород под влиянием изменений температур и давлений. Отдельность обусловлена условиями формирования пород.

На наш взгляд, характеристика типа отдельности заложена в его названии, не нуждается в детальном описании. Типы отдельности: плитчатая, призматическая, листовая, столбчатая, матрацевидная, карандашная, подушечная, шаровая, скорлуповатая, линзовидная, ромбоидальная, параллелепипедная, кубическая, глыбовая, пластовая, плитообразная (рис. 3).



*а*



*б*



*в*



*г*



*д*



*е*

Рис. 3. Типы отдельности горных пород: *а* – плитчатая; *б* – матрацевидная; *в* – подушечная; *г* – столбчатая; *д* – ромбическая; *е* – полосчатая

*Структура* [< лат. *structura* – строение, расположение, порядок] горных пород – комплекс особенностей, связанных с морфологией минеральных зёрен (или просто частиц и обломков), степенью их кристалличности, взаимным расположением зёрен, количественным соотношением и т.п. Структуры горных пород тесно связаны с генезисом. Подробно структуры рассматриваются при изучении конкретных типов горных пород.

*Текстура* [< лат. *textura* – ткань, сплетение, сложение] – сложение горных пород, обусловленное ориентировкой и пространственным расположением составных частей, слагающих породу.

*Сланцеватость* – густая система отдельности, при которой порода может разделяться по трещинам вплоть до отдельных минеральных зёрен за счёт наличия таблитчатых, вытянутых и чешуйчатых минералов.

*Кливаж* [< фр. *clivage* – расслаивание] – расщепление горных пород густой сетью трещин на тонкие пластины и призмы.

*Формация* [< лат. *formation* – образование, вид] – естественное и закономерное сочетание горных пород, связанных общностью условий образования. Возникает на определённых этапах развития основных структурных зон земной коры. Различают формации литологические, петрографические (магматические, метаморфические, метасоматические), вулканические, рудные.

*Фация* [< лат. *facies* – облик, наружность, форма]: 1) физико-географические условия (или обстановка) отложения осадочной породы или комплекса пород со всеми особенностями среды: её динамикой, химическим режимом, органическим миром, глубиной и т.д. (например, отложения мутьевых потоков, фации коралловые, глубоководные, кор выветривания, морская, озёрная; 2) пласты или свиты пластов осадочных пород, характеризующиеся определённым составом и одними

и теми же, в том числе органическими осадками (например, песчаные, известковые фации).

*Комплекс* – базовое петрографическое подразделение для эндогенных образований всех типов; объединяет конкретные геологические тела и их совокупности, сложенные парагенезом горных пород, принадлежащих одному типу; все члены комплекса связаны отношениями, отражающими динамику единого геологического процесса. Комплексы, неоднородные по составу и строению, подразделяются на дополнительные таксоны: фазы, фации, подкомплексы. Генетически однотипные комплексы объединяются в укрупнённые подразделения (таксоны более высокого уровня) – в ряды комплексов.

*Временной ряд* – совокупность комплексов, сформировавшихся последовательно в определённом геологическом пространстве; используются для установления направленности изменения вещественного состава образований от комплекса к комплексу во времени.

*Латеральный ряд* – совокупность разновозрастных комплексов, развившихся в смежных структурных элементах в процессе развития одного и того же этапа геодинамического режима, используется для выявления изменения вещественного состава образований от комплекса к комплексу в пространстве на определённых этапах развития территории.

## 1.7. Геологические образования

*Геологическое тело* – некоторый объём горной породы в земной коре, который может иметь различные размеры и форму (массив, горизонт, жила, пласт (слой), линза, дайка).

*Массив* [*фр. massif* – мощный, сплошной] – большое пространство горной породы более или менее однородного состава.

*Горизонт* – местное стратиграфическое подразделение, примерно соответствующее стратиграфической зоне; включа-



ет разновозрастные породы разного литологического состава, который характеризуется определённым компонентом органических остатков.

*Пласт (слой)* – форма залегания осадочных и многих метаморфических пород; геологическое тело относительно однородного состава, ограниченное практически параллельными плоскостями – подошвой и кровлей. Толщина пласта во много раз меньше его протяжённости.

*Жила* – протяжённое в двух направлениях геологическое тело, образовавшееся либо в результате заполнения трещины минеральным веществом, либо метаморфическим замещением горной породы вдоль трещины другим минеральным веществом. Различают пластовые и секущие породы жилы.

*Линза* [< нем. Linse – буквально «чечевица»] – форма залегания геологического тела, напоминающая двояковыпуклую линзу; округлое или овальное тело с уменьшением толщины (мощности) к краям.

*Дайка* [< англ. dike – преграда] – пластообразное геологическое тело, ограниченное наклонными параллельными гранями и секущие вмещающие породы, имеет большую протяжённость. Различают эндогенные дайки, образованные путём заполнения трещин магматическим расплавом, и экзогенные дайки, в которых трещины заполнены осадочным материалом – кластическими дайками [< греч. klao – ломаю], обломками.

*Агрегат* [< лат. aggregatus – присоединённый] – скопления одного или нескольких минералов, образующих горную породу; агрегаты могут быть пористые, рыхлые, землистые, плотные, сцементированные и т.п.

*Сферолиты* [< греч. sphaire – шар и lithos – камень] – агрегаты тонких игольчатых кристаллов в виде шариков радиально-лучистого строения. Встречаются в магматических и осадочных горных породах.

*Николь* – призма, применяемая для поляризации света при изучении горных пород и минералов; изготавливается из исландского шпата.

*Шлиф* – тонкая пластинка горной породы, минерала – препарат, предназначенный для изучения под микроскопом в проходящем свете минерального состава и структуры горных пород.

*Апо...* [< греч. apo – из, на, от, без] – приставка, применяемая для обозначения:

1. Первичной породы в случае её сильного изменения (например, аподунитовый серпентинит, т.е. первоначально порода была дунитом).

2. Происхождения структуры горной породы путём изменения исходной структуры (например, апографитовая, т.е. структура была графитовой).

*Орто...* [< греч. orthos – прямой, правильный] – приставка, используемая в названиях магматических пород для обозначения:

– присутствия ортопироксена (ортопироксенит, ортоандезит и т.п.);

– преобладание ортоклаза (ортогранит);

– отсутствие пересыщения и недосыщения кремнезёмом (ортогаббро);

– в метаморфических породах используется для обозначения пород, возникших по магматическому субстрату (ортосланцы, ортогнейсы).

*Материнская горная порода* – исходная порода, из которой происходят другие породы или полезные ископаемые; почвообразующая порода, верхний слой горной породы, на котором под воздействием биологических, химических процессов и деятельности человека образуется почва.

*Вторичные горные породы* – горные породы, образовавшиеся за счёт разрушения ранее образованных пород или за

счёт замещения, преобразования минералов первичных, в том числе материнских, пород.

*Автохтонные горные породы* [< греч. autos – сам и chthonos – земля] – горные породы и полезные ископаемые, залегающие на месте возникновения исходного материала и образования горной породы.

*Аллохтонные горные породы* [< греч. allos – другой и chthonos – земля] – горные породы и полезные ископаемые, залегающие не на месте их первоначального образования, а перенесённые или переотложенные на новое место в результате геологических процессов.

*Офиолиты* [< греч. orphis – змея и lithos – камень] – комплекс плутонических (дунитов, перидотитов, пироксенитов, габбро), вулканических (гипербазитов – преимущественно базальтов и их туфов) и осадочных (преимущественно глубоководных океанических отложений) горных пород, встречающихся совместно, часто в виде смесей перечисленных пород, вызванных тектоническими причинами, обуславливающими образование специфической геологической формации – серпентинитового меланжа (смеси), в котором все компоненты офиолитового комплекса хаотически перемешаны и как бы сцементированы раздробленными серпентинитами (русское название – змеевики).

Офиолиты рассматриваются предположительно как реликты океанической коры геологического прошлого, перемещённые на окраины материков.

*Пирокластические горные породы* [< греч. rug – огонь и klaos – ломаю] – обломочные горные породы, образовавшиеся в результате накопления обломочного материала, выброшенного при извержении вулканов (вулканические брекчии, туфы, игнимбриты и др.).

*Морозные горные породы* – не содержащие льда (безводные) горные породы, охлаждённые ниже 0 °С.

*Наждак* (тюрк.) – мелкозернистая горная порода, в которой корунд находится в тесном сростании с другими минералами (магнетитом, сульфидами и слюдами). Из наждака изготавливают простейшие абразивные изделия (шлифовальные круги, наждачные шкурки и т.п.).

*Жильные горные породы* – магматические, метасоматические горные породы различного состава, заполняющие трещины в земной коре. Обладают порфировой структурой, полнокристаллической основной массой, реже стекловатой. По глубинности залегания жильные горные породы и гипабиссальные горные породы – синонимы.

*Туфы* – горные породы различного происхождения. Различают известковый туф (травертин), кремнистый туф (отложения горячих источников, вулканический туф – цементированные рыхлые продукты вулканических извержений). Используются как строительный материал.

*Слоистость горных пород* – строение горных пород в виде налегающих один на другой слоёв, различающихся минеральным составом, особенностями слагающих породу частиц и др. Возникает при изменении динамических и физико-химических условий среды образования пород.

*Растворимость горных пород* – способность (в том числе в смеси с другими веществами) образовывать растворы. Мера растворимости – концентрация её насыщенного раствора в данном растворителе при определённых температуре и давлении.

## **2. ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ, ПРЕОБРАЗОВАНИЯ (ИЗМЕНЕНИЯ) И РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД**

### **2.1. Общие вводные определения**

*Генезис* [< греч. genesis – происхождение, возникновение] – процесс образования и становления развивающегося явления.

...генез – составная часть сложных слов, соответствующая по назначению словам «род», «происхождение» и обозначающая «связанный с процессом образования, возникновения и последующего развития (диагенез)».

*Мета...* [< греч. meta – после, за, через] – первая составная часть сложных слов, обозначающая «следование за чем-либо, переход к чему-либо другому; перемену состояния, превращение» (например, метаморфизм, метасоматизм).

*Интрузия* [< лат. intrusus – толкнутый] – процесс внедрения в земную кору расплавленной магмы, образующей при застывании различные формы магматических тел (батолиты, лополиты, лакколиты и др.).

*Эффузия* [< лат. effusio – разлитие, растекание] – относительно спокойное излияние лавы на поверхность земли из жерла вулкана, из трещин; образует при застывании магматические эффузивные тела (потоки, покровы и др.).

*Экструзия* [< лат. extrusio – выталкивание] – процесс выжимания вязкой лавы при вулканическом извержении. Экструзия и эффузия – два различных процесса образования вулканических пород и форм вулканитов: экструзивов (куполов, некк и др.) и эффузивов (покровов, потоков).

*Эксплозия* [< фр. explosion – взрыв] – выброс вулканического материала на поверхность земли, сопровождаемый взрывом, выделением газов и образованием пепла, вулканических бомб, лапилли, пемзы, туфов и других рыхлых обломочных вулканических продуктов.

*Анатексис* [< греч. anatexis – расплавление] – процесс частичного расплавления пород на месте их залегания.

*Палингенез* [< греч. palin – снова, опять и генез] – образование магмы (главным образом гранитной) в результате полного или частичного, избирательного, переплавления горных пород в глубинах Земли.

Процессы образования горных пород происходят одновременно с процессами образования минералов, происходят из

них, являются их продолжением. В первой части работы «Минералы и горные породы (термины и определения). Минералы» [6] были подробно рассмотрены основные процессы минералообразования. Приводимые ниже процессы образования пород являются естественным продолжением процессов минералообразования.

## **2.2. Основные процессы образования горных пород**

### **2.2.1. Эндогенные процессы**

**Магматогенные процессы.** Магматическая кристаллизация – образование и рост кристаллов из расплава магмы, раствора, газовой фазы, флюидов, вещества, находящегося в аморфном или другом кристаллическом состоянии; кристаллизация начинается при достижении некоторого предельного условия, например, переохлаждение расплава, кристаллизация приводит к образованию минералов и их совокупностей – горных пород.

*Вулканические возгоны, эксгаляция* [< лат. exhalare – выдыхать] – образование минералов из летучих компонентов магмы.

*Пегматитовый процесс* [< гр. pegma – крепкая связь] – процесс постмагматической кристаллизации из остаточного расплава магмы.

*Девитрификация* [< лат. de – приставка, обозначающая отмену, удаление (например, дегазация) + vitrum – стекло + facere – делать] – процесс, обратный переходу жидкости при понижении температуры в стеклообразное состояние, т.е. новое образование кристаллов.

**Метаморфические процессы.** Ударный метаморфизм (импактный) – процесс преобразования существующих горных пород при падении на Землю метеоритов.

Динамометаморфизм (дислокационный) – преобразование горных пород под воздействием тектонических движений в земной коре.

Региональный метаморфизм (динамотермальный) – преобразование пород любого генезиса при погружении их на глубину, в область повышенных давлений и температур.

Контактовый метаморфизм (термальный) – преобразование горных пород при внедрении в них магматического расплава.

Катаклиз [< греч. kata – приставка, означающая движение сверху вниз, переходность и разлом] – процесс динамометаморфизма, протекающий в породах под воздействием направленного давления и относительных тектонических движений; выражается в деформации кристаллических решёток минералов, проявляется в появлении двойников скольжения, растрескивании и грануляции минералов.

***Пневматолитогидротермальные и метасоматические процессы.*** Пневматолитовый процесс – это преобразование горных пород, образование в них новых минералов за счёт взаимодействия ранее выделившихся минералов с магматическими газами, летучими веществами, газами.

***Гидротермальные процессы.*** Минералообразование в таких процессах связано с кристаллизацией веществ из горячих растворов.

***Контактово-метасоматические процессы*** – это преобразование горных пород химическим процессом замещения одних минералов другими:

– метасоматоз – химическое замещение одних минералов другими, образование новых метасоматических пород;

– скарнообразование – образование новых метасоматических пород скарнов (известковых и магнезиальных);

– фенитизация – образование контактово-метасоматических пород – фенитов;

– альбитизация – образование метасоматических пород апогранитов;

– грейзенизация – образование метасоматических постмагматических пород – грейзенов.

### 2.2.2. Экзогенные процессы

**Выветривание и окисление.** Выветривание – процесс разрушения коренных пород. Окисление – разложение рудных минералов (сульфидов).

**Осадконакопление.** Литогенез – совокупность процессов образования и последующих изменений осадочных горных пород.

Гипергенез – совокупность процессов физических и химических преобразований минеральных веществ в верхних частях земной коры и на её поверхности под действием атмосферы и живых организмов.

Седиментация (оседание) – стадия образования и выпадения осадка от первого момента его пребывания на дне водоёма до диагенеза.

**Прочие процессы изменения горных пород.** *Крустификация* [*< лат. crusta – кора и facere – делать*] – обрастание кристаллов, обломков горной породы, стенок полостей в горных породах кристаллическими корками и агрегатами.

*Гранитизация* – совокупность процессов превращения горных пород разного происхождения в граниты. Гранитизация связана с обогащением горных пород щелочными металлами и кремнезёмом и выносом из пород железа, магния и кальция; развивается главным образом в глубинных зонах геосинклиналей, позже главных фаз складкообразования.

*Серицитификация* – процесс замещения плагиоклаза и других минералов серицитом. Гидротермальная серицитизация нередко сопряжена с окварцеванием и пиритизацией и тесно связана с образованием руд меди, свинца, цинка, серебра, мышьяка, ртути, сурьмы.

*Карбонизация* – процесс изменения горных пород, приводящий к образованию карбонатов (карбонатизация) кальция, магния и др.

*Соссюритизация.* Изменение горных пород связано с воздействием постмагматических гидротермальных растворов



и состоит в замещении пироксена тонковолокнистой роговой обманкой, а плагиоклаза – смесью микрозернистых цоизита, эпидота, альбита, мусковита, кварца и др. с примесью актинолита, хлорита, иногда граната. Этот агрегат получил название соссюрита, а процесс изменения – соссюритизации. В результате порода частично или полностью утрачивает своё кристаллически-зернистое строение, становится менее твёрдой, приобретает зелёную окраску, сланцеватую текстуру. Упомянутые изменения по существу представляют собой метаморфизм в условиях относительно низких и умеренных температур и давления.

### **2.3. Процессы разрушения горных пород**

*Выветривание* – процесс механического и физического разрушения и химического изменения горных пород в условиях земной поверхности или вблизи неё под влиянием воздействий атмосферы, воды, организмов, колебаний температуры, химических и механических воздействий.

Результатом воздействий является образование так называемой коры выветривания, состоящей из продуктов разрушения горных пород, длительное время находившихся на земной поверхности или вблизи неё. Различают механическое, физическое, химическое и биологическое выветривание.

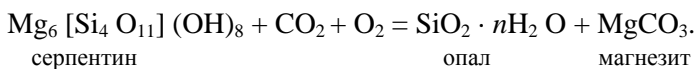
При *механическом* выветривании происходит раздробление пород от тектонических процессов (колебания участков земной коры), воды (вынос частиц горных пород), льда (превращение воды, находящейся в порах и трещинах пород, в лёд происходит с увеличением объёма), ветра (выдувание и перенос частиц), под влиянием силы тяжести и других причин.

*Физическое* выветривание происходит под влиянием колебаний температуры, когда минералы, слагающие породы, испытывают попеременно то расширение, то сжатие, что приводит к образованию трещин, замерзание воды в порах и тре-

щинах (особенно многократное) также раскалывает породы, что приводит в конечном итоге к разрушению горных пород.

Основными факторами *химического* выветривания являются грунтовая и атмосферная воды, растворённые в водах органические и некоторые минеральные кислоты, свободные кислород и углекислота.

К процессам химического выветривания относятся окисление, гидратация, растворение, гидролиз. Химическое разложение происходит одновременно с механическим раздроблением. Типичная реакция выветривания:



*Биологическое* выветривание производят животные и живые организмы (роющие животные, бактерии, грибки, вирусы), низшие (лишайники, водоросли) и высшие растения.

*Выщелачивание* – процесс избирательного растворения и выноса подземными водами отдельных компонентов, в первую очередь легко растворимых хлоридов калия, натрия и др., затем сульфатов и карбонатов кальция; так, например, происходит карст, образование полостей.

*Суффозия* [*< лат. suffosio – подкапываю*] – вынос мелких минеральных частиц и растворённых веществ водой, фильтрующейся в толще пород.

*Латеритизация* [*< лат. later – кирпич; латерит – осадочная горная порода*] – процесс глубокого и длительного выветривания алюмосиликатов в условиях влажного тропического и субтропического климата. В результате латеритизации выносятся свыше 90 % SiO<sub>2</sub>, Na, K, Ca, Mg и образуются красноцветные железистые или железисто-глинозёмистые элювиальные образования – латериты, обогащённые гидроксидами железа, алюминия, титана.

*Эрозия* [*< лат. erosio – разъедание*] – процесс разрушения горных пород водными наземными потоками, механическое

размывание пород. Различают поверхностную (сглаживание неровностей рельефа), линейную (расчленение рельефа), боковую (подмыв берегов рек) и глубинную (врезание потока в глубину). Результат действия эрозии – образование оврагов и логов.

*Коррозия* [< лат. corrosio – разъедание] – процесс разрушения (растворения) горных пород под влиянием химического воздействия воды, с образованием в том числе карста; разъедание, частичное растворение и оплавление магмой ранее выделившихся минералов и сформировавшихся пород.

*Карст* (по названию плато Карс в Югославии), карстовые явления – это явления, связанные с растворением природными водами горных пород (гипс, каменная соль и др.). Карст характеризуется комплексом подземных (пещеры, полости, ходы, естественные колодцы) и поверхностных (поля, воронки) форм рельефа, своеобразием циркуляции и режима подземных вод.

*Корразия* [< лат. corrade – скоблю, соскребаю] – механическое истирание горных пород обломочным материалом, перемещаемым ветром, водой.

*Абразия* [< лат. abrasio – соскабливание, истирание] – процесс разрушения берегов морей, озёр, водохранилищ волнами, прибоем и создающий на берегах абразионную террасу (бенч) или крутой абразионный обрыв, уступ (клиф); механическая обработка поверхностей горных пород переносимыми ветром твёрдыми частицами горных пород.

*Дефляция* [< лат. deflatio – сдувание, выдувание, развевание] – процесс обтачивания, шлифования, разрушения горных пород минеральными частицами, переносимыми ветром. Результатом действия дефляции совместно с абразией становятся причудливые формы рельефа – останцы – элементы рельефа, сохранившиеся от разрушений в виде отдельных массивов.

*Десквамация* [< лат. desquamare – снимать чешую] – расстрескивание и последующее отслаивание чешуйками вещества

горной породы под влиянием резких колебаний температур, особенно в пустынях и горных районах.

*Нивация* [< лат. *nivas* – снег] – снежная эрозия, разрушительное воздействие снежного покрова на подстилающие породы.

### **3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ**

#### **3.1. Общие данные, образование, состав, классификация**

##### ***3.1.1. Особенности образования магматических пород***

К типу магматических относятся горные породы, образованные в результате застывания и кристаллизации магматических расплавов.

*Магматизм* – процесс выплавления магмы, её дальнейшего развития, перемещения, взаимодействия с горными породами и застывания. Магматизм – проявление глубинной активности Земли; тесно связан с её развитием, тепловой историей (внутренней энергией термоядерных процессов и внешней энергии Солнца) и тектонической эволюцией.

Выделяют магматизм геосинклинальный, платформенный, океанический, магматизм областей активации; по глубине проявления – абиссальный [< греч. *abyssos* – бездонный] (глубинный), гипабиссальный (менее глубинный), поверхностный (вулканизм); по составу магмы – ультраосновной, основной, кислый, щелочной.

*Вулканизм* – совокупность процессов, связанных с перемещением магмы в земной коре и излиянии её на поверхность Земли.

*Магма* [< греч. *magma* – густая мазь, месиво, тесто] – расплавленная масса преимущественно силикатного состава, богатая газами, образующаяся в глубинных зонах Земли и формирующая при застывании магматические горные породы. Магма периодически образует отдельные очаги в пределах

разных по составу и глубинности оболочек Земли. Главные типы магм – ультраосновная (перидотитовая), основная (базальтовая), кислая (гранитная); в редких случаях магма имеет щелочно-карбонатный и (или) сульфидный состав. Считается, что магма ультраосновного и основного составов возникает при плавлении вещества верхней мантии; гранитные магмы – при процессах анатексиса, палингенеза и других процессах, происходящих в земной коре.

*Лава* (итал.) – раскалённая жидкая или очень вязкая, преимущественно силикатная масса, изливающаяся на поверхность Земли при извержении вулкана. При застывании лавы образуются эффузивные (излившиеся) породы.

*Геосинклинальный магматизм* – магматизм, возникающий в областях геосинклиналей, обширный линейно вытянутый участок земной коры со сложным внутренним строением, характеризующийся большой интенсивностью тектонических движений и магматических процессов, высокой степенью деформации горных пород.

*Платформенный магматизм* – магматизм, возникающий в областях платформ, характеризующихся малой интенсивностью тектонических движений и магматических процессов.

Магматические (изверженные) горные породы – первичные, их образование связано с остыванием магмы в различных термодинамических условиях (температура – давление) земной коры и поверхности Земли, в том числе океанического дна и поверхности суши. По данным учёных, магматические породы занимают около 95 % объёма земной коры до глубины 16 км.

Образуются магматические породы из высокотемпературных расплавов магм (до 1200 °С и выше) в результате кристаллизации или кристаллизации и затвердевания. В составе магмы, а в последующем и в магматических породах имеются почти все химические элементы таблицы Д.И. Менделеева; магма примерно такого состава (в %): кислород – 46,7; кремний – 27,7; алюминий – 8,1; железо – 5,1; кальций – 3,6; маг-

ний – 2,1; натрий – 2,7; калий – 2,6; содержание других элементов не превышает 1,4 %. Состав магматических пород приводят обычно в окислах, существенное значение в их составе имеют оксиды:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ . Особое место занимает кремнезём,  $\text{SiO}_2$ , в природе минерал кварц. По содержанию кремнезёма различают магмы и магматические породы.

Отличительной особенностью магмы основного типа ( $\text{SiO}_2$  до 52 %) является равномерный и спокойный, не взрывной, характер излияния (эффузии), что обусловлено высокой текучестью, малой вязкостью основных лав из-за низкого содержания кремнезёма и растворённых в магме летучих составляющих (пары воды,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{Cl}$  и др.). Спокойное излияние лавы образует на суше покровы, потоки. Излившись на океаническое дно, основная магма образует мощные (до нескольких сотен метров) базальтовые покровы, называемые траппами [*швед. trappa – лестница*] – группа основных магматических пород, произошедших из основной магмы (базальты, диабазы, долериты), образовавшихся в результате вулканической деятельности на геологических платформах. Другой отличительной особенностью основной (базальтовой) магмы является повышенное содержание магния и железа, элементов, характерных для темноокрашенных минералов. Этим объясняется тёмная окраска основных, тем более ультраосновных пород и их относительно повышенная плотность.

Магма кислого (гранитного) состава пересыщена кремнезёмом, потому она очень вязкая и с больших глубин только изредка прорывалась на поверхность, поэтому вулканические породы, образовавшиеся из гранитной магмы, распространены значительно меньше гранитов, образовавшихся на глубине. В кислой магме растворено много различных газов, летучих компонентов.

Магма, какой бы тяжёлой она ни была, она всё равно легче вмещающих пород и стремится «всплыть» на поверхность

по трещинам и расколам во вмещающих породах. Когда магма, насыщенная газами, подходит к поверхности и внешнее давление значительно уменьшается, из расплава начинается стремительное выделение газов. В одних случаях они только вспенивают лаву, тогда при остывании образуется пористая вулканическая порода пемза [< лат. *pumex* – пена]; в других случаях давление газов настолько велико, что извержение магмы носит взрывной характер, магма распыляется на мелкие куски, пепел, которые выбрасываются на высоту в несколько километров. Крупные обломки, вулканические бомбы падают недалеко от места взрыва, а мелкий материал разносится ветром на сотни и тысячи километров. Так образуются обломочные пирокластические породы. В третьих случаях, когда магма теряет некоторое количество летучих компонентов, не доходя до поверхности, а застывает в подводящих каналах, трещинах, образуются формы экструзивов некки (жерловины), а при выдавливании магмы на поверхность образуются вулканические куполы и конусы.

Магма, застывающая на глубине, образует интрузивные тела, внедрившиеся во вмещающие породы. По фациальным условиям образования (по глубинности образования) магматические горные породы подразделяются на три класса:

1) плутонические (глубинные, абиссальные [< греч. *abyssos* – бездонный], интрузивные);

2) гипабиссальные [< греч. *huro* – приставка, указывающая на понижение против нормы и бездонный, т.е. совместно с приставкой читается как «не очень-то и бездонный»] (полуглубинные);

3) вулканические (излившиеся – эффузивные, а также экструзивные и взрывные).

*Плутонические* (глубинные) породы образуются на большой глубине в течение очень длительного времени (сотни миллионов лет) в условиях высоких давления и температуры, очень медленного и равномерного остывания магмы. образо-

вание плутонических пород завершается формированием видов и разновидностей по минеральному составу, но все породы с полнокристаллической структурой, массивной текстурой и равномерным распределением минеральных составных частей в массе породы, любые участки которой одинаковы по структуре и составу (перидотиты, граниты, габбро и др.).

*Вулканические* (излившиеся) породы образуются и формируются на поверхности Земли (дно океана и суша) в условиях низкой температуры и атмосферного давления при быстрой отдаче тепла и быстром выделении из магмы газообразных, летучих веществ с образованием в ней многочисленных пор, сохраняющихся и после затвердевания. Формирование пород происходит сравнительно быстро, магма далеко не всегда успевает раскристаллизоваться. Поэтому вулканические породы отличаются неполнокристаллической структурой, обилием аморфного вещества (стекла), неоднородной текстурой и чередованием в объёме породы участков с неодинаковым составом и структурой. Класс вулканических магматических пород – порфиоровые и афировые породы с микрокристаллической, крипнокристаллической или стекловатой основной массой. Самыми распространёнными видами магматических вулканических пород являются базальты, риолиты, андезиты, фонолиты.

Около 75 % вулканических пород образовались и накапливались на дне океанов, 20 % – на островах, в зонах перехода от океанов к континентам и только 5 % – на суше.

*Гипабиссальные* (полуглубинные) породы образуются на некоторой глубине от поверхности Земли при изменяющемся режиме понижения температуры, в результате чего из магмы выделяются разноразмерные кристаллы одного и того же минерала, образуя вкрапленники (фенокристаллы): крупные кристаллы, образовавшиеся в первую фазу, и мелкие, появившиеся во вторую и последующие фазы кристаллизации. Структуры гипабиссальных пород отличаются разномерностью, так называемые порфировидные.



Гипабиссальные породы по условиям залегания и структурам занимают промежуточное положение между plutonicкими и вулканическими породами. Проявляются они обычно в виде малых интрузий: даек, силлов, небольших штоков (долериты, гранит-порфиры) или субвулканических масс: некков, вулканических куполов, диатрем. Кристаллизация гипабиссальных пород и вулканических пород гипабиссального облика происходит в близких термодинамических условиях, что определило своеобразие и многочисленность их структур (порфировая, порфировидная, лампрофировая, гранофировая, аплитовая, микропегматитовая и др.). По химическому и минеральному составу гипабиссальные породы первой фазы кристаллизации отвечают определённым видам plutonicких пород и находятся с ними в тесной генетической связи. Другие гипабиссальные породы принадлежат к определённым вулканическим комплексам, в составе которых их и следует рассматривать. Третьи гипабиссальные породы не имеют аналогов ни среди вулканических, ни среди plutonicких пород, известны только в форме малых гипабиссальных тел, к ним могут быть отнесены лампрофиры, лампроиты, кимберлиты, беспироксеновые пикриты, порфиры, порфириты.

Дальнейшая классификация магматических пород основана на их химическом и минеральном составе.

### ***3.1.2. Химический и минеральный состав магматических пород***

Химический состав – относительное содержание в породе химических элементов, выраженное в виде весового процентного содержания окислов этих элементов. Элементы, которые можно встретить в магматических породах, – это практически все химические элементы, но наиболее часто встречающиеся из них и в значительных количествах: O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na, H, Ti.

Химический состав пород выражается в виде ведомостей, в которых приводится содержание окислов элементов в весовых процентах. В табл. 2 приведён средний валовой состав всех магматических пород (по Кларку).

Таблица 2

Средний валовой состав всех магматических пород (по Кларку)

№	Оксид	Содержание	№	Оксид	Содержание
1	SiO <sub>2</sub>	59,12	9	H <sub>2</sub> O	1,15
2	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,34	10	TiO <sub>2</sub>	1,05
3	FeO	3,8	11	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30
4	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,08	12	MnO	0,24
5	CaO	5,08	13	CO <sub>2</sub>	0,10
6	MgO	3,49	1–13	сумма	99,72
7	Na <sub>2</sub> O	3,84	1–8	сумма	96,88
8	K <sub>2</sub> O	3,13			

По содержанию кремнезёма (SiO<sub>2</sub>) магматические горные породы каждого из трёх классов подразделены на шесть отрядов:

- 1) некремнезёмистые и низкокремнезёмистые (SiO<sub>2</sub> < 30 %);
- 2) ультраосновные (SiO<sub>2</sub> 30–45 %);
- 3) основные (SiO<sub>2</sub> 45–52 %);
- 4) средние (SiO<sub>2</sub> 52–63 %);
- 5) кислые (SiO<sub>2</sub> 63–78 %);
- 6) высококремнезёмистые (ультракислые) (SiO<sub>2</sub> > 78 %).

Породы отрядов от ультраосновных до кислых подразделяются по общей щёлочности (сумма K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O в весовых процентах), соотносённой с содержанием кремнезёма (SiO<sub>2</sub>) на подотряды: низкощелочные, нормальнощелочные, умереннощелочные и щелочные магматические горные породы (табл. 3).

Таблица 3

Отряды и подотряды магматических пород.  
Подотряд – петрохимический ряд

Отряд	Содержание Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O, %			
	Низко-щелочные породы	Нормально-щелочные породы	Умеренно-щелочные породы	Щелочные породы
<i>Вулканические</i>				
Ультраосновные		0 – 20	1,0 – 3,0	1,0–14,0
Основные		0,5–5,0	3,0–7,5	5,0–14,0
Средние	1,5–7,0	1,5–7,0	5,0–12,0	9,0–21,0
Кислые	3,0–8,0	3,0–8,0	7,0–10,0	>9
<i>Плутонические</i>				
Ультраосновные		0–2,0		1,5–20,0
Основные		0–5,0	3,0–7,5	5,0–20,0
Средние	1,5–7,0	1,5–7,0	5,0–12,0	7,0–21,0
Кислые	5,0–8,5		>8	>9

Критерием для отнесения к тем или другим подотрядам служит суммарное содержание в породе оксидов щелочных металлов, отнесённое к содержанию кремнезёма.

Минеральный состав пород – содержание в процентах (объёмное или весовое) слагающих породу минералов, химический состав которых известен. Геологи установили несколько путей пересчёта химических анализов породы с тремя целями: 1) классификации и минералов и породы; 2) интерпретации породы в отношении главных минералов; 3) проверки точности химических анализов. Пересчёт химических анализов породы с точки зрения выявления известных для неё минералов (или вычисление нормы) даёт *нормативный состав* породы, который часто близок к *модальному* (реальному, действительному) минеральному составу, но редко совпадает с ним с точностью.

Детальное изучение минерального состава пород проводится с помощью поляризационного микроскопа в шлифах (тонкая пластинка горной породы). Для определения количественного содержания минералов в породе применяют различные методы, например, с использованием иммерсионных жидкостей [*лат. immersio* – погружение]. Иммерсионный метод – измерение показателя преломления твёрдого вещества. Порошок минерала (горной породы) погружают в различные жидкости с известными показателями преломления и подбирают жидкость, наиболее близкую по показателю преломления к данному веществу (наблюдается равномерно освещённое поле).

К породообразующим минералам магматических пород (на их долю приходится около 99 % состава) относятся: кварц, калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, санидин), плагиоклазы (ряд альбит – анортит), лейцит, нефелин, пироксены, амфиболы, слюды, оливин. Среди акцессорных минералов, входящих в состав горных пород в очень малых (до 1 %) количествах, но являющихся их закономерной частью следует выделить хромит, титанит, монацит, циркон, рутил, ортит, ильменит, апатит, перовскит, магнетит и др.

По происхождению минералы магматических пород делятся на первичные, образованные в результате кристаллизации магмы и вторичные, образовавшиеся в процессе вторичного минералообразования и преобразования: серпентинизации, хлоритизации, серицитизации, каолинизации.

Под воздействием этих процессов происходят различные химические реакции, например, плагиоклазы преобразуются в серицит, цеолит; амфиболы и пироксены переходят в хлорит, эпидот.

По минеральной классификации, в соответствии с рекомендациями [7], магматические породы могут разделены на *внетаксонные группы*, например, по степени фемичности (от Fe – Mg), т.е. по величине нормативного индекса фемично-

сти FEM (выраженное в массовых процентах содержание в породе нормативных минералов фемической группы, существенно железомagneзиальных силикатов). По индексу FEM породы делятся следующим образом:

- 1) ультрафемические ( $FEM > 70$ );
- 2) фемические ( $70 > FEM > 30$ );
- 3) фемисалические ( $30 > FEM > 20$ );
- 4) салические (от Si – Al) ( $FEM < 20$ ).

Полнокристаллические магматические породы, кроме того, могут быть разделены исходя из их модального состава по величине цветового индекса  $M1$ , представляющего собой относительное содержание в объёмных процентах темноцветных, мафических (от Mg – Fe) и родственных им минералов в породе. По величине цветового индекса  $M1$ , в соответствии с рекомендациями [7], магматические породы подразделяются на следующие:

- 1) лейкократовые ( $0 < M1 < 35$ );
- 2) мезократовые ( $35 < M1 < 65$ );
- 3) меланократовые ( $65 < M1 < 90$ );
- 4) ультрамеланократовые ( $90 < M1 < 100$ ).

Лейко [ $<$  греч. leukos – белый]; мелано [ $<$  греч. melanos – чёрный].

Примечание: термины «салические» и «фемические» употребляются для обозначения нормативных минералов, а термины «фельзические» и «мафические» – для модальных; эти же термины употребляются для обозначения состава горных пород в целом; фельзический [felsic] – обобщающий термин для модальных кварца, полевых шпатов и фельдшпатов.

В специальной геологической литературе магматические породы разделяются по величине цветового индекса  $M1$  (выраженное в относительном количестве цветных минералов в горной породе в объёмных процентах):

- 1) ультрамафические ( $M1 > 70$ );

- 2) мафические ( $70 > M1 > 30$ );
- 3) мафисалические ( $30 > M1 > 20$ );
- 4) салические ( $M1 < 20$ ).

Примечание: термины «ультрамафический» и «ультраосновной» не синонимы; например, горные породы пироксениты по содержанию темноцветных минералов – ультрамафиты, а по содержанию кремнезёма – основные породы.

К темноцветным (мафическим, фемическим, меланократовым) минералам относятся: биотит, роговая обманка, пироксены, амфиболы, оливин, мелилит, авгит, титанавгит и др.

К светлым (салическим, лейкократовым) минералам относятся: кварц, кальцит, полевые шпаты, фельдшпатоиды и др. [1].

Дальнейшее выделение таксонов:

– *семейства* выделяются по положению их в системе координат TAS (total alkali – silica), отражённому в количественно-минералогических признаках, по близости (сходности) минерального состава горных пород с учётом содержания щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) по отношению к содержанию кремнезёма  $\text{SiO}_2$ ;

– *вид* горной породы – элементарное таксономическое звено в классификации и систематике горных пород – выделяется по наибольшему числу признаков: составу первичных главных (типоморфных) и существенных минералов; по количественным соотношениям минералов; по структурно-текстурным признакам в сочетании с дополнительными петрохимическими параметрами.

### **3.1.3. О названиях (видах) магматических пород (рекомендации Петрографического кодекса)**

Характеристики видов плутонических пород должны базироваться на их возможном (модальном) минеральном составе в процентах.

Для вулканических пород, модальный состав которых из-за наличия стекловатой основной массы установить невозможно, первым классификационным признаком должен выступать только их химический состав или нормативные перерасчёты.

Для ликвидации двойственности в обозначении кайнотипных и палеотипных пород одного вида следует переходить на одинарную кайнотипную номенклатуру для всех видов вулканических пород, принятую в международной практике; термины «порфир» и «порфирит» сохраняются в номенклатуре только гипабиссальных пород.

Рекомендуется отказаться от устаревших терминов для палеотипных пород, таких как диабаз, мелафир, альбитофир, ортофир, кератофир и др. Для палеотипных (изменённых, метаморфизированных) пород надо употреблять названия метабазальт, метадацит и т.п. Не следует использовать для видов вулканических пород названия, учитывающие только структурные особенности: фельзит, витрофир и т.п.; их целесообразно применять как прилагательные для некоторых разновидностей вулканических пород: риолит фельзитовый, трахит витрофирный и др. Степень раскристаллизации вулканических пород не должна фигурировать в названиях их видов, для разновидностей с преобладанием стекла в основной массе рекомендуется давать названия с приставкой «гиало» (гиалобазальт). Для выделения разновидностей магматических пород могут использоваться признаки:

- минералогические: особенности состава породообразующего минерала; присутствие второстепенных или даже акцессорных минералов в количествах, превышающих обычные для данного вида; отличные от среднего для данного вида значения цветового индекса, что обозначается приставками мелано- или лейко- к видовому названию;

- химические: повышенные или пониженные содержания отдельных породообразующих оксидов;

– структурные: нетипичные для данного вида зернистость, порфирированность, трахитоидность и т.п.

### **3.2. Формы залегания магматических пород**

Формы залегания магматических пород обусловлены:

- глубиной становления;
- тектонической структурой вмещающих пород;
- механизмом внедрения магмы;
- составом самой магмы;
- характером тектонических движений при формировании магматических тел.

По влиянию этих факторов выделяют формы залегания интрузивных, эффузивных и экструзивных тел (пород).

#### **3.2.1. Формы залегания интрузивных пород**

Интрузивные тела (их также называют плутонами, массивами) формируются под более или менее мощной толщей вмещающих пород. В зависимости от глубины становления плутонов выделяются:

- гипабиссальные (глубина менее 3 км);
- мезоабиссальные (3–10 км);
- абиссальные плутоны (глубина более 10 км).

По характеру становления плутоны подразделяются на простые и сложные. Простые плутоны возникают в результате одного этапа внедрения магмы в данный участок вмещающих пород, сложные – в несколько этапов (фаз) и при этом на отдельных этапах состав магмы мог меняться, интрузивные тела оказывались сложенными породами различного состава (многофазные).

Разнообразие состава пород плутонов объясняется процессами расщепления (дифференциации) магмы, внедрившейся в один этап. При этом если различные типы пород в плутоне располагаются почти параллельными полосами, то такие



плутоны называют псевдостратифицированными [*< лат. stratum – слой*] или расслоёнными.

В зависимости от времени внедрения магмы и складчатости участка выделяют типы интрузивных тел: доскладчатые (доорогенные), соскладчатые (синорогенные) и послескладчатые (посторогенные).

Орогенез [*< греч. oros – гора и генез*] – горообразование.

Синорогенез [*< греч. syn – вместе и орогенез*] – одновременно с горообразованием.

По отношению к вмещающим толщам выделяют согласные (конкордатные) и несогласные (дискордатные) интрузивные тела (рис. 4).

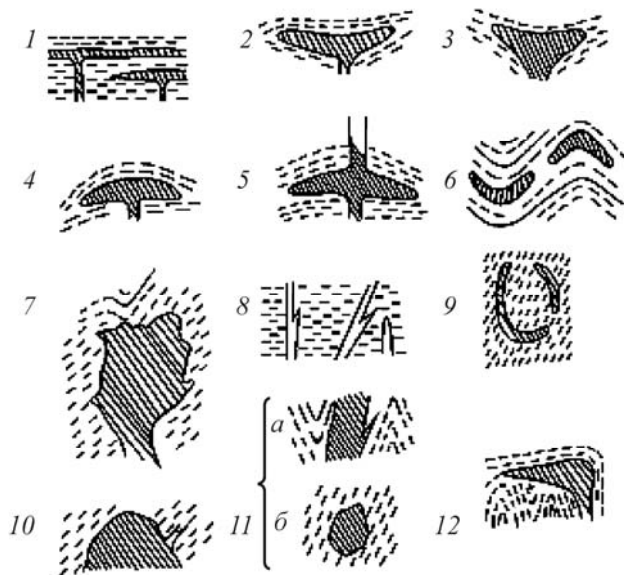


Рис. 4. Согласные и несогласные интрузивные тела: 1 – силл; 2 – лополит; 3 – этмолит; 4 – лакколит; 5 – бисмалит; 6 – факолит; 7 – хонолит; 8 – дайка, апофиза; 9 – кольцевая интрузия; 10 – батолит; 11 – шток; 12 – гарполит

### ***Согласные интрузивные тела.***

**Силл** [*англ. sill – порог*] (залежь, пластовая интрузия) – интрузив, застывший в горизонтально залегающих или слабодислоцированных (нарушенных от первоначального залегания) пород. В силлах различают верхнюю (кровля) и нижнюю (подошва) поверхности, подводящий канал. Кровля и подошва на значительных расстояниях параллельны.

Образуются силлы при распространении легкоподвижной магмы вдоль напластований осадочных пород. Морфологически силл подобен вулканическому покрову, с которым он обычно связан генетически. Силлы больших по площади размеров образуются при внедрении во вмещающие породы основной (базальтовой) магмы. Мощность силлов может быть от десятков до сотен метров, а по площади распространения – до тысяч квадратных километров. Развита силлы в платформенных областях в горизонтально залегающих или слабодислоцированных отложениях чехла.

**Лополит** [*греч. loras – миска, чашка и камень*] – крупное по размерам, линзовидное тело, вогнутое в центральной части наподобие блюдца или чаши с приподнятыми краями. Предположительно, что лополит образуется, когда внедряющаяся в земную кору магма подходит близко к земной поверхности, а подстилающие лополит осадочные породы прогибаются в область магматического очага.

Мощность лополитов измеряется тысячами метров; отношение толщины к диаметру примерно 1:10. В большинстве своём лополиты состоят из основных пород, часто оказываются расслоёнными. Слагаются лополиты на платформах и приурочены к крупным синклинальным депрессиям.

**Этмолит** [*греч. ethmos – воронка*] – чашеобразное тело с воронкообразным окончанием в нижней части, представляющем собой бывший магмоподводящий канал. Вмещающие осадочные слои по отношению к крутопадающей поверхности этмолита наклонены вниз. Полагают, что этмолит формирует-

ся на поздней стадии развития силла по схеме силл–лополит–этмолит.

*Лакколит* [< греч. *lakkos* – яма] – грибообразное, караваяобразное интрузивное тело, имеющее плоское, почти горизонтальное основание и куполообразную приподнятую кровлю. По размерам лакколиты – это небольшие тела с диаметром от сотен метров до нескольких километров. Залегают лакколиты обычно в слабодислоцированных толщах – это так называемые внутриформационные лакколиты. Образуются они вязкими магмами, поступающими по каналам снизу и распространяясь по слоистости приподнимают вмещающие породы, не нарушая их слоистости.

*Бисмалиты* [< греч. *bysma* – пробка] – особая разновидность лакколитов, представляющая собой позднюю стадию формирования лакколита. В тех случаях, когда давление вязкой (кислой) магмы превышает вес вышележащих слоёв, в кровле лакколита появится система трещин, куда внедрится магма, образуя секущее цилиндрическое тело, которое может достигнуть поверхности Земли или закончиться в толще осадочных пород, приподнимая их.

*Факолиты* [< греч. *phakos* – линза] – линзовидные, двояковыпуклые тела, образующиеся обычно в гребнях антиклиналей или во впадинах синклиналей. Образуются они во время складчатых деформаций осадочных слоёв и особенно характерны для офиолитовых гипербазитов; размеры их невелики.

*Акмолиты* [< греч. *akme* – остриё, топор] – согласные интрузивные тела, имеющие форму ножа, залегающие в интенсивно дислоцированных толщах. Мощность акмолитов (их толщина) измеряется от метров до первых километров; часто акмолиты встречаются группами в виде субпараллельно расположенных тел значительной протяжённости. В сечении имеют линзовидную форму; слагаются как правило кислыми породами; распространены на кристаллических щитах и в фундаментах древних платформ; залегают акмолиты обычно среди сланцев и гнейсов.

### ***Несогласные интрузивные тела.***

*Дайка* [< англ. dike или dyke – преграда] – пластообразное, слегка наклонное или вертикальное геологическое тело, ограниченное параллельными плоскостями и секущее вмещающие породы; имеют большую протяжённость (до сотен метров) по простиранию и падению по сравнению с мощностью (в десятки метров). Дайки могут встречаться поодиночке, но часто наблюдаются группами; сближенные группы называют свитами даек, в которых дайки располагаются субпараллельно или радиально.

Различают эндогенные дайки, образованные путём заполнения трещин магматическим расплавом и экзогенные дайки, образованные заполнением трещин осадочным материалом, так называемые кластические дайки.

*Шток* [< нем. Stock – палка] – интрузивное вертикальное или круторасположенное тело цилиндрической или изометрической формы в плане с извилистыми гранями; измеряется десятками метров в поперечнике.

*Батолит* [< греч. bathos – глубина] – очень крупные магматические массивы площадью более 200 км<sup>2</sup> преимущественно гранитного состава, залегающие обычно среди осадочных толщ складчатых областей земной коры, имеющих неправильную куполообразную кровлю с многочисленными выступами и провалами.

*Жила* – протяжённое в двух направлениях геологическое тело, образовавшееся либо в результате заполнения трещины минеральным веществом, либо вследствие метасоматического замещения горной породы по трещине. В отличие от даек магматические жилы имеют неправильную ветвистую форму и значительно меньшие размеры.

*Апофиза* [< греч. arophisis – отросток, побег] – жилоподобное ответвление от магматического тела во вмещающие породы, связь с которым можно непосредственно проследить. Апофиза обычно сложена породой, сходной с главным магма-

тическим телом, но отличается от него мелкокристаллической или порфировой структурой. Апофизами называют иногда также мелкие рудные жилы, отходящие от главной жилы.

*Гарполит* [< греч. garpos – серп + камень] – интрузивное тело серповидной формы, питающий канал которого расположен под одним из концов серпа. Образуются гарполиты в результате внедрения магмы вдоль кристаллического субстрата и залегающих на нём слабодислоцированных толщ.

*Хонолит* [< греч. xnevo – отливаю + камень] – интрузивное тело неправильной формы, образовавшееся в наиболее ослабленной зоне вмещающих пород, как бы заполняющий «пустоты» в толще. Хонолит сложен обычно гранитоидами.

### **3.2.2. Формы залегания вулканических пород**

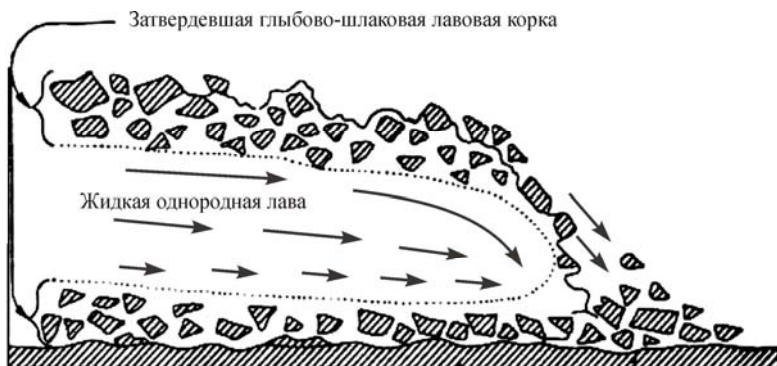
Формы эффузивных и экструзивных тел вулканических магматических пород определяются типом извержений, составом изливающейся или выталкиваемой магмы, рельефом поверхности.

Выделяемые типы извержений:

- 1) трещинный, со спокойным излиянием лавы из протяжённой трещины или многих трещин;
- 2) центральный, с поступлением (извержением, экструзией, эксплозией) вулканического материала из центральных вулканических каналов.

Извержения обоих типов могут привести к образованию спокойных форм (покровы, потоки), а также к образованию специфических форм залегания, свойственных только центральному типу (вулканические конусы, вулканические куполы, некки, диатремы) (рис. 5).

*Покровы* – формы эффузивов при магматизме трещинного типа, который проявляется излиянием на земную поверхность базальтовой лавы по крупным трещинам или разломам (расколам) земной коры. Базальтовые лавы обеднены кремне-



*a*



*б*

Рис. 5. Вулканические тела, принципиальная схема строения:

*a* – лавовый поток; *б* – лавовый купол

зёмом ( $\text{SiO}_2$  около 50 %), они жидкие, подвижные и прослеживаются на десятки километров от места излияния. Мощность отдельных покровов 5–15 м; накопления километровых толщ происходило постепенно, пласт за пластом миллионы лет. Такие образования с плоской поверхностью и характерной ступенчатостью получили название пластобазальтов или траппов (швед. «лестница»). Но чаще всё-таки лавовый покров бывает

мощностью слоя около 30 см, а при повторных излияниях мощность возрастает до 1,5–2,0 м.

*Потоки* – удлинённые языкообразные эффузивные тела, образовавшиеся при излиянии лав на неровную поверхность. Основные (базальтовые) лавы образуют протяжённые, но сравнительно маломощные потоки; кислые лавы образуют сравнительно короткие потоки. В дальнейшем лавовые потоки и покровы перекрываются новыми отложениями и на геологических разрезах имеют пластообразные формы залегания, по морфологии они напоминают силлы, но отличаются от них отсутствием метаморфического воздействия на вмещающие породы.

*Вулканические куполы* [< итал. cupola – бочечка] – круглые в плане тела, образовавшиеся при извержениях центрального типа очень вязких лав при закупорке жерла. Если вулканический купол не выходит на поверхность, то он называется эндогенным; происходит местное поднятие земной коры. Но во многих случаях вязкая лава выталкивается из кратера вулкана (классическая экструзия) и образует на поверхности куполы, иглы, пики, которые называются экзогенными. Бывают также куполы тектонические, соляные.

*Вулканические конусы* – вулканические тела, возникшие при извержениях центрального типа, при котором происходит скопление значительных масс вулканического материала около жерла вулкана. В зависимости от состава вулканических продуктов различают лавовые, лавово-туфовые и туфовые конусы, которые с течением значительного интервала времени сглаживаются эрозионными процессами.

*Некк* [< англ. neck – шея] (жерловина) – столбчатообразное тело в жерле вулкана, состоящее из застывшей лавы или обломков вулканических пород; при разрушении вулкана выходят на поверхность. В поперечнике имеют круглые или овальные очертания размером от нескольких метров до 1,5 км.

*Диатрема* [< греч. diatrema – отверстие, дыра] (трубка взрыва) – трубообразный канал, пробитый в земной коре при прорыве газов через пласты земной коры и заполненный брекчиевидными породами.

В отличие от некков диатремы заполняются обломочными продуктами с примесью обломков пород, слагающих стенки трубки взрыва и более глубокие горизонты. В поперечнике трубки взрыва составляют до 1,0 км. На глубине трубки меняют диаметр и могут переходить в дайкообразные тела. Наиболее известны трубки взрыва, заполненные алмазоносной брекчией-кимберлитом (например, на Сибирской платформе).

*Миндалины* – агрегаты, выполняющие небольшие пустоты в эффузивных (вулканических) породах; представлены поствулканическими, гидротермальными вторичными минералами (цеолитами, халцедоном и др.).

### **3.3. Структуры и текстуры магматических горных пород**

#### **3.3.1. Структуры**

Структура магматической горной породы обусловлена степенью кристаллизации, входящих в неё минералов; абсолютными и относительными размерами кристаллов, их формой и соотношением между собой по степени идиоморфизма.

Типы структур, выделенные по этим и другим признакам, определяют физико-механические свойства магматических пород. Например, прочность интрузивных пород возрастает с уменьшением размеров кристаллов. Прочность эффузивных пород возрастает с уменьшением размеров микролитов и с увеличением доли их содержания за счёт уменьшения стекла.

Характер структуры магматических пород позволяет отнести их к классам абиссальных (интрузивных, плутонических), гипабиссальных или вулканических (эффузивных) пород.



Для магматических пород выделяется также серия структур, определяемых по составу и формам минеральных зёрен, зависящих в основном от химического состава исходной магмы. Эти структуры помогают определить петрохимический ряд породы. Для вулканических структур, кроме того, выделяется серия специфических структур по форме микролитов и соотношению их со стеклом.

***Вводные определения для структур магматических пород.***

*Фенокристалл* [< греч. phaino – показывать, обнаруживать] (вкрапленник) – более или менее крупный, хорошо образованный кристалл в порфировой породе, принадлежащий ранней стадии генерации минералов, заключённый в основной массе мелкозернистой, микролитовой, стекловатой структуры.

*Основная масса* – полнокристаллическая, полукристаллическая, стекловатая масса вулканических и гипабиссальных пород, связывающая фенокристаллы пород порфировой структуры.

*Кристаллиты* – мельчайшие примитивные формы кристаллизующегося вещества в стекловатых вулканических породах; в общих случаях – неопределимые оптическими методами зёрна минералов. Рассматриваются как зародыши будущих кристаллов или микролитов. В зависимости от формы кристаллиты имеют специфические малоупотребительные названия (бакулиты, бациллиты, белониты, глобулиты, лонгулиты, скопулиты, маргариты, комулититы, спикулиты, плакиты). Неправильно относить к кристаллитам микролиты, т.е. микроскопически малые кристаллы, микрокристаллы.

*Лейсты* [< нем. Leiste – планка, брусок] – удлинённые плоские таблицы или призмы минерала, например, плагиоклаза в породах офитовой структуры или вытянутые тонкие пластинки биотита в пегматитах. Термин характеризует только форму минерала.

*Интерстиции* [< лат. *interstitium* – промежуток] – промежутки, зазоры между кристаллами (фенокристаллами), заполняемые основной массой.

*Микро...* – приставка к названиям структур, указывающая на их мелкозернистое строение: минералы породы или её основной массы, различаемые только под микроскопом.

*Микролиты* – микроскопические кристаллы, слагающие афировые породы или основную массу порфировых пород. Минералы микролитов идентифицируются по их оптическим свойствам, этим микролиты отличаются от кристаллитов.

*Анхи...* [< греч. *anchi* – почти, вблизи], например, анхи-мономинеральная порода – горная порода, почти целиком состоящая из одного минерала (плутонические породы ультраосновного состава – оливинит, дунит; основного состава – горнблендит, анортит и др.).

*Крипто...* [< греч. *kryptos* – скрытый, тайный] – приставка в названиях структур, обозначающая их скрытокристаллическую, тонкозернистую природу.

*Апо...* – приставка для обозначения вторичных структур при изменении исходной структуры.

*Базис* – основная масса пород с порфировой или порфировидной структурой; синонимы: матрица, мезостазис. Термин применяется также и для характеристики структур метаморфических пород.

Всё многообразие типов структур магматических пород классифицируется по следующим основным признакам:

- по степени кристаллизации входящих в породу минералов;
- по абсолютным размерам кристаллов;
- по относительным размерам кристаллов;
- по форме и взаимоотношению кристаллов;
- по форме микролитов и соотношению их со стеклом;
- реакционные структуры;
- структуры прорастания и распада и др.

**Структуры по степени кристаллизации минералов**  
(рис. 6, 7):

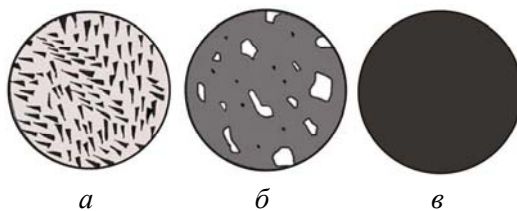


Рис. 6. Схематическое изображение структур магматических пород: *а* – полнокристаллическая неравномерно-зернистая (пегматитовая); *б* – неполнокристаллическая (порфировая); *в* – неполнокристаллическая (стекловатая)



*а*



*б*



*в*

Рис. 7. Структуры по степени кристаллизации минералов: *а* – полнокристаллическая; *б* – неполнокристаллическая; *в* – стекловатая

– *полнокристаллическая* (голокристаллическая) [<греч. holos – весь] – полная раскристаллизация, все минералы (зёрна) в породе представлены хорошо огранёнными кристаллами, стекла – нет;

– *микрোকристаллическая* – разновидность полнокристаллической структуры, в которой минералы (зёрна) различимы только под микроскопом; микрোকристаллические породы афанитовые;

– *призматически-зернистая* – структура полнокристаллических пород, все минералы которых имеют призматический габитус;

– *неполнокристаллическая* (гипокристаллическая) [< греч. hіpo – под, почти; приставка, указывающая на понижение против нормы] – структура пород, в которых наряду с кристаллами есть стекло;

– *стекловатая* (гиалиновая) [< греч. hіalos – стекло] – порода почти целиком состоит из стекла; для пород с содержанием кристаллов менее 5 %, применяется термин *гологиалиновая* [< греч. holos – весь]. Стекловатой считается порода с содержанием стекла более 50 %. Термин «витрофировая структура» относится к структуре основной массы, реже – к структуре породы.

***Структуры по абсолютным размерам кристаллов*** (рис. 8):

– *фанеритовые* [< греч. phaneros – явный] (явнокристаллические) – зёрна минералов различимы невооружённым глазом с размерами зёрен (в мм):

гигантозернистая (более 50);

крупнозернистая (грубозернистая) (более 5);

среднезернистая (1–5);

мелкозернистая (менее 1);

– *афанитовая* [< греч. arhaino – невидимый] (скрытокристаллическая, тонкозернистая) – структура, минералы (зёрна) которой неразличимы невооружённым глазом. Под микро-

скопом такая структура может быть микрокристаллической, т.е. отдельные минералы уже различимы и узнаваемы (человеческий глаз различает отдельные зёрна, если они более 0,01 мм), скрытокристаллической, когда минералы неразличимы даже при сильном увеличении, но при этом наблюдается суммарное действие минерального агрегата на поляризованный свет.



*a*



*б*



*в*

Рис. 8. Структуры по абсолютным размерам кристаллов:  
*a* – фанеритовая (явнокристаллическая); *б* – афанитовая  
(скрытокристаллическая); *в* – криптовая

**Структуры по относительным размерам кристаллов**  
(рис. 9):

– *равномерно-зернистые* – кристаллы одного и того же минерала в породе имеют приблизительно одинаковые размеры:

габбровая – равномерно-зернистая структура пород габброидов;

микрогаббровая – структура равномерно-зернистых пород или основной массы порфировидных пород, минералы которой видны только под микроскопом;



*a*

*б*



*в*

Рис. 9. Структуры по относительным размерам кристаллов:  
*a* – равномерно-зернистая; *б* – собственно неравномерно-зернистая  
(порфировидная); *в* – порфировая

– *неравномерно-зернистые* – структуры пород, состоящие из зёрен разной величины;

сериальная (серийная) – разновидность неравномерно-зернистой структуры; наблюдаются все переходы (серия) от самых крупных до мелких;

порфиرويدная – крупные кристаллы (вкрапленники) на фоне основной массы с фанеритовой структурой, но её кристаллы значительно меньше вкрапленников, если вкрапленники обильны и касаются между собой, а мелкозернистая основная масса выполняет промежутки, то структура криптовая;

лампрофировая – обычно порфиرويدная структура с полнокристаллической панидиоморфной основной массой, вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами темноцветных минералов; некоторые лампрофиры имеют порфировую структуру при стекловатой основной массе;

порфировые – крупные кристаллы (вкрапленники) погружены в основную массу афанитовой структуры;

– *эвпорфировая* [< греч. eu – хорошо + porphyreos – можно, наряду с переводом «пурпурный» переводить и как «заметный, значительный»] – по цвету и другим особенностям; порфировые выделения видны невооружённым глазом;

– *микропорфировая* – порфировые выделения различимы только под микроскопом;

– *спорадофировая* [< греч. sporadikos – отдельный, рассеянный] – порфировая структура с редкими фенокристаллами – один, два на весь шлиф;

– *витропорфировая* [< лат. vitrum – стекло + порфир] – полукристаллическая разновидность порфировой структуры со стекловатой основной массой;

– *гломерофировая* – порфировая структура с неравномерным распределением вкрапленников в основной массе;

– *оливинофировая* – порфировая структура вулканических пород, в которой вкрапленники представлены только одним оливином;

– *авгитофировая* – порфировая структура, в которой вкрапленники пред ставлены только авгитом;

– *невадитовая* (полифировая) – порфировая структура с повышенным содержанием (более 50 %) вкрапленников;

– *линофировая* (планофировая) – порфировая структура с упорядоченным, линейно-параллельным расположением вкрапленников.

***Структуры по форме и взаимоотношению минералов*** (рис. 10). Форма зёрен минералов и их взаимоотношения зависят от кристаллографических форм минералов (габитусов) и степени идиоморфизма минералов; понятия о габитусах и об идиоморфизме даны в энциклопедии [1].

По степени идиоморфизма выделены минералы:

– *панидиоморфные* (идиоморфные), т.е. минералы, имеющие хорошо развитые кристаллографические грани;

– *гипидиоморфные*, т.е. минералы, имеющие частично собственные грани, а частично ограничены гранями соседних, контактирующих минералов;

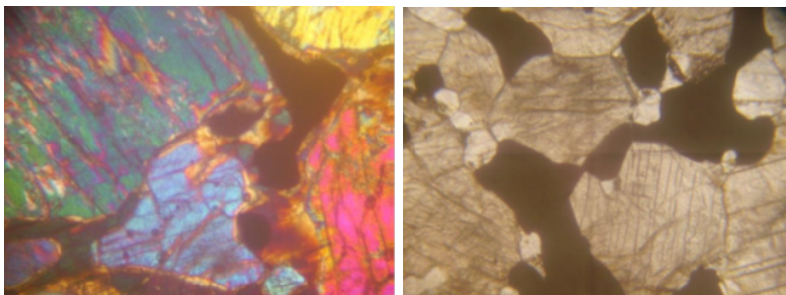
– *аллотриоморфные* (ксеноморфные) [< греч. allos – другой, ksenos – чужой] – минералы, не имеющие собственно образованных граней, их контуры полностью определяются соседними минералами.

*Панидиоморфная* (панидиоморфно-зернистая) [< греч. pan – всё; всеобъемлющий, «охватывающий всё»] – структура породы, состоящей из минералов, ограниченных только собственными гранями; почти все минералы, составляющие породу, обладают высокой степенью идиоморфизма.

*Гипидиоморфная* (зернистая) – структура plutonic пород, как правило, полиминеральных пород, минералы которых разной степени идиоморфизма, отражающая порядок кристаллизации из расплава.

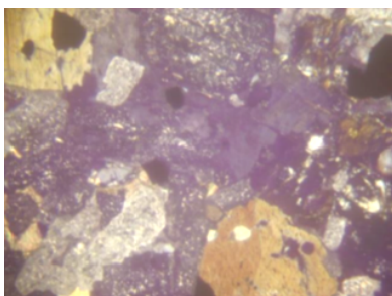
*Базитовые структуры* – структуры основных магматических пород (базитов): диабазовая (офитовая), долеритовая, интрасертальная, толеитовая.



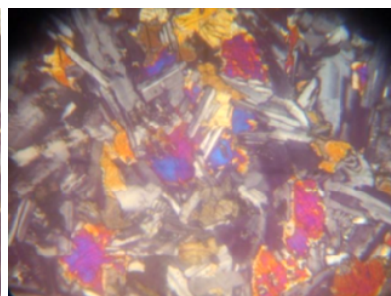


*a*

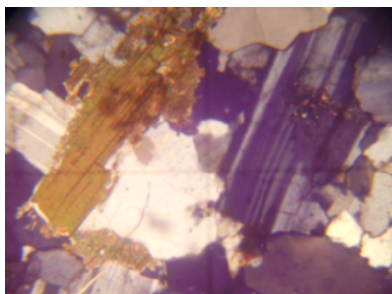
*б*



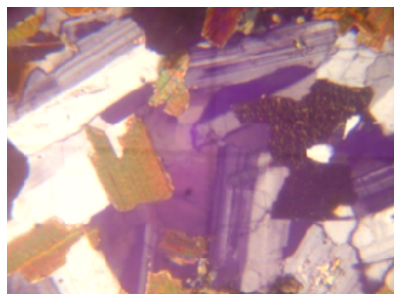
*в*



*г*



*д*



*е*

Рис. 10. Структуры по форме и размерам минералов (по степени идиоморфизма): *a* – панидиоморфная. Гипидиоморфные: *б* – сидеронитовая; *в* – монзонитовая; *г* – диабазовая (офитовая); *д* – гранитовая, *е* – диоритовая

*Диабазовая* (офитовая) (офит – плотная разновидность минерала серпентина) – структура характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к фемическим минералам, ксеноморфные одиночные зёрна которых располагаются между пластинками плагиоклаза.

*Долеритовая* – структура основных гипабиссальных и вулканических пород; интерстиции между лейстами и тонко-таблитчатыми кристаллами плагиоклаза выполнены несколькими мелкими зёрнами пироксенов.

*Интерсертальная* – структура характеризуется большим количеством беспорядочно расположенных лейст основного плагиоклаза, образующих решётку с небольшими угловатыми промежутками (интерстициями), заполненными стеклом или продуктами его девитрификации (апоинтерсертальная структура). Условная граница между интерсертальной и гиалопилитовой структурами проводится иногда по содержанию в основной массе стекла: более 50 % – структура гиалопилитовая, меньше 50 % – интерсертальная.

*Толеитовая* – структура долеритов и базальтов или их основной массы. В угловатых промежутках между лейстами плагиоклаза наряду с авгитом встречаются незначительные участки стекла с микролитами и дендритами плагиоклаза и рудного минерала. Иногда можно наблюдать три генерации плагиоклаза: вкрапленники, лейсты в основной массе, микролиты в стекле.

*Диоритовая* – гипидиоморфная структура с заметным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к темноцветным минералам. Иногда можно наблюдать те же генерации плагиоклаза, что и в толеитовой структуре.

*Монцонитовая* – гипидиоморфная структура с резким идиоморфизмом плагиоклаза относительно калишпата. Участками структура становится пойкилитовой (в крупные ксеноморфные кристаллы калишпата включены идиоморфные кристаллы плагиоклаза, часто и другие минералы кроме кварца). Структура характерна для калишпатовых пород.

*Гранитовая* – разновидность гипидиоморфной структуры кислых плутонических пород; степень идиоморфизма минералов снижается в порядке: акцессорные минералы, темноцветные, плагиоклаз, калишпат.

*Агпаитовая* – гипидиоморфная структура плутонических нефелинсодержащих пород, характеризуется большей степенью идиоморфизма силикатных минералов относительно темноцветных.

*Норитовая* – гипидиоморфная структура, характеризуется высоким и примерно одинаковым идиоморфизмом плагиоклаза и темноцветных минералов. Наблюдаются реакционные каймы пироксена вокруг оливина.

*Аллотриоморфная* (аллотриоморфно-зернистая, ксеноморфная) – структура пород сложена зёрнами неправильной (аллотриоморфной) формы, эти зёрна не имеют характерных им кристаллографических очертаний.

*Аплитовая* [*< греч. haplos – простой*] – аллотриоморфная структура пород, состоящих из неправильных зёрен полевых шпатов и кварца; если кварц идиоморфнее полевых шпатов, структура называется гранулитовой.

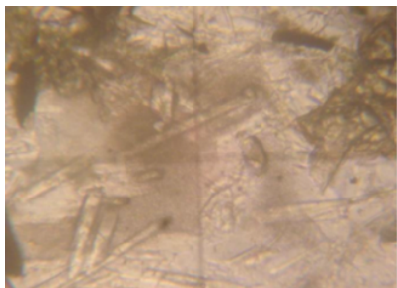
***Структуры вулканических пород по форме микролитов и отношению их со стеклом*** (рис. 11).

*Витрофировая* – структура пород кислого состава (обсидиан и др.); аморфное стекловатое вещество (основная масса), в котором могут быть кристаллиты. Синонимы: гиалиновая, стекловатая.

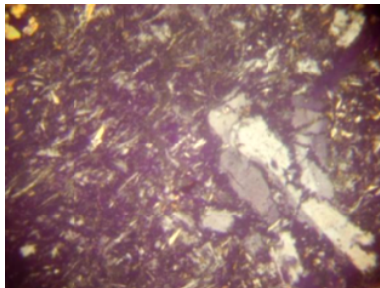
*Гиалопилитовая* (андезитовая) – структура андезитов, реже базальтов, дацитов; игольчатые микролиты плагиоклаза, пропитаны стеклом, количество которого преобладает над количеством микролитов.

*Пилотакситовая* – структура андезитов, андезибазальтов, базальтов; состоит преимущественно из параллельно и субпараллельно расположенных лейстов плагиоклаза, между кото-

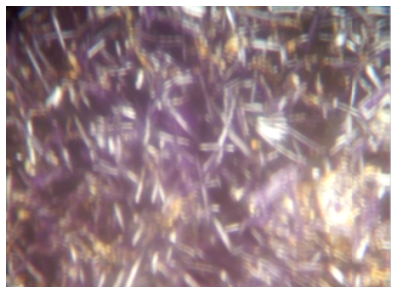
рыми могут быть зёрна пироксена или рудного минерала. Стекла нет или почти нет.



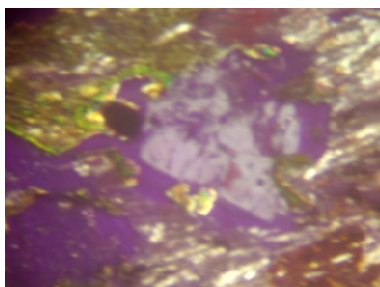
*a*



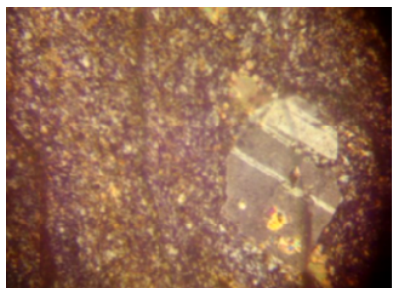
*б*



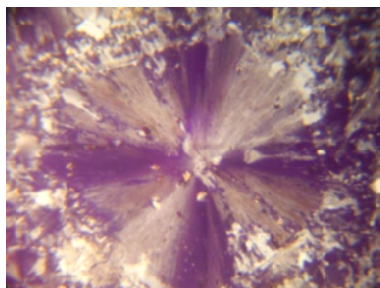
*в*



*z*



*д*



*e*

Рис. 11. Структуры вулканических пород: *a* – гиалопилитовая; *б* – пилотакситовая; *в* – трахитовая; *z* – нефелинитовая; *д* – фельзитовая; *e* – сферолитовая

*Трахитовая* – структура трахитов; параллельное и субпараллельное расположение микролитов калишпата, преимущественно санидина; микролиты плотно прижаты друг к другу; темноцветы и стекло почти отсутствуют.

*Ортофировая* – структура большинства трахитов; изометрическая прямоугольная форма микролитов калишпата, стекла нет.

*Фонолитовая* – структура нефелиновых фонолитов; в основной массе присутствуют микролиты нефелина, идиоморфные лейсты калишпата; в шлифе микролиты дают квадратные, укороченные прямоугольные, шестиугольные разрезы; стекла нет.

*Нефелинитовая* – структура богатых нефелином вулканических пород; в основной массе присутствуют микролиты нефелина короткостолбчатого габитуса и соответствующая морфология их разрезов: квадраты, шестиугольники, прямоугольники; иногда рассматривается как синоним фонолитовой.

*Фельзитовая* – структура кислых вулканических пород (риолитов, дацитов); мельчайшие скрытокристаллические зёрна кварца и полевого шпата, может присутствовать тонкорасеянный стекловатый материал.

*Сферолитовая* – структура кислых вулканических пород (устар. альбитофиров, кератофиров); основная масса состоит из сферических образований диаметром 0,1–0,3 мм, сложенных радиально расположенными волокнами калишпата, которые могут чередоваться с волокнами кварца.

*Вариолитовая* – разновидность сферолитовой структуры в базальтах; радиально лучистые тонковолокнистые обособления, состоящие из одного минерала (плагиоклаза), тонких прорастаний двух (плагиоклаза и альбита) и более минералов.

*Афировая* – мелкокристаллическая структура вулканических пород, не содержащих вкрапленников.

*Витропорфировая* – полукристаллическая разновидность порфировой структуры со стекловатой основной массой.

**Реакционные структуры.** Реакционные структуры горных пород имеют следы реакции между компонентами породы и магматическим расплавом. При контактном взаимодействии двух каких-либо минералов между ними может образоваться слой третьего минерала, их разделяющий. Так образуются каймы реакции (рис. 12).

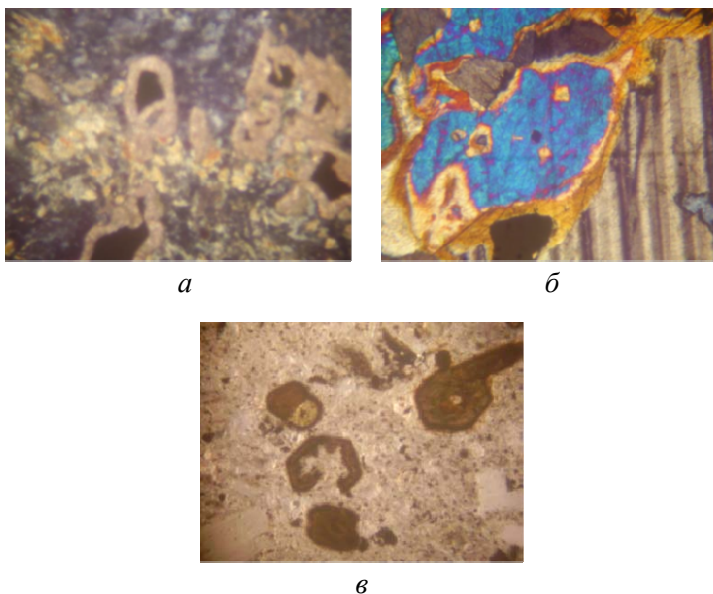


Рис. 12. Реакционные структуры магматических пород:  
*a* – венцовая; *б* – келифитовая; *в* – опацитовая

**Келифитовая** – реакционная постмагматическая структура: кайма из радиально расположенных призмочек амфибола вокруг зёрен граната или оливина на стыке с плагиоклазом; обычна для габброидов, встречается в перидотитах и в других породах.

**Венцовая** – реакционная структура, характеризуется первично-магматическими каёмками нарастания более поздних минералов на ранее выделившиеся, которые образуются

в результате реакции между фемическими минералами и расплавом: реакция оливин + расплав = бурая или тёмно-зелёная каёмка из роговой обманки вокруг пироксена. Термин «венцовая» применяется для описания каёмок разного генезиса.

*Друзитовая* – реакционная постмагматическая структура в метаморфизированных габброидах. Оливин в контакте с плагиоклазом обрастает концентрическими каёмками радиально-лучистого строения в определённой последовательности: кайма из ортопироксена окаймлена каймой из роговой обманки и граната или роговой обманки и шпинели или одного граната. Термин широко применяется; нередко используется как синоним келифитовой, венцовой, коронитовой структуры.

*Коронитовая* – структура не имеет однозначного определения, используется как синоним венцовой, келифитовой, друзитовой структуры.

*Маргинационная* – лат. «структура, имеющая оторочки»; термин используется как синоним структуры гранитов рапакиви и в более широком смысле, как структура обрастания зёрен плагиоклаза калишпатом.

*Рапакиви* – порфирированная структура гранитов рапакиви; крупные (до 5–10 см) вкрапленники калишпата окружены каймой из зёрен плагиоклаза или плагиоклаза и кварца.

***Структуры прорастания и распада*** (рис. 13).

*Пегматитовая* – структура, типичная для гранитных пегматитов, характеризуется наличием крупных зёрен одного минерала, проросших вростками другого минерала: крупные зёрна калишпата, проросшие ориентированными зёрнами кварца. Поперечные сечения вростков напоминают клинопись (древние еврейские письмена), поэтому такая структура названа графической или письменной, а разновидность пегматитов с выраженной графической структурой – еврейским камнем (письменный гранит).

*Микропегматитовая* (микрографическая) – востки кварца имеют неправильную или иную форму; такие структуры могут также описываться термином «гранофировая».

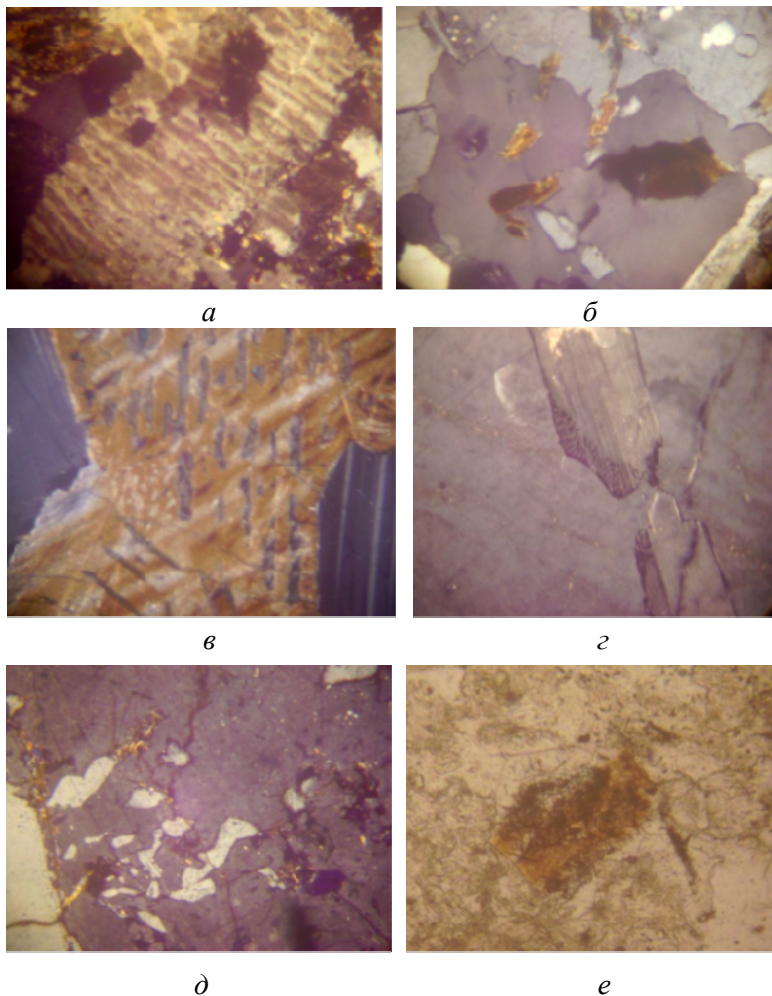


Рис. 13. Структуры прорастания и распада: *а* – пертитовая; *б* – пойкилитовая; *в* – собственно структура распада; *г* – мирмекитовая; *д* – пегматитовая; *е* – сагенитовые решётки



*Дактилотипная* (дактилоскопическая) – структура лейцитовых пород, в которых очень тонкие прорастания нефелина и калишпата или нефелина и кальсилита образуют псевдоморфозы по лейциту (псевдолейцит). Рисунок структуры напоминает отпечаток пальца [< греч. *daktylos* – палец].

*Пойкилитовая* – структура основных пород (диабазы, долериты и др.): относительно крупные кристаллы одного минерала (ойкокрystalлы=хозяева) включают обильные беспорядочно расположенные мелкие зёрна другого или других минералов (хадакрystalлы=гости).

*Пойкилоофитовая* – структура основных пород: в крупных зёрнах пироксена (ойкокрystalла) заключены лейсты плагиоклаза.

*Мирмекитовая* [мугтех – муравей] – микропрорастание зёрен плагиоклаза червеобразно изгибающимися, расходящимися в ростками кварца.

*Пертит* – калишпат с закономерно расположенными в ростками плагиоклаза; это структура распада твёрдых растворов, нередко осложнённая пертитами замещения.

*Микропертиты, криптопертиты* – это соответственно пертиты, видимые только под микроскопом и неразличимые даже при большом увеличении.

*Антипертит* – плагиоклаз, содержащий закономерные в ростки калишпата.

*Симплектитовая* (симплексная) [< лат. *simplex* – простой] – общее название структур взаимного прорастания двух минералов.

*Гранофировая* – микропертитовая (микрографическая) структура основной массы, главным образом, кислых гипабиссальных пород.

### ***Структуры основной массы.***

*Базис* (промежуточная масса, матрица, мезостазис) – основная масса пород порфировой или порфиرويدной структу-

ры; стекловатое или микрофельзитовое вещество основной массы вулканических пород.

*Фанеритовые* (явнокристаллические) структуры: крупно-, средне-, мелкозернистые в зависимости от размеров видимых зёрен.

*Афанитовые* (скрытокристаллические) (описаны выше).

*Кристаллитовая* – основная масса выполнена кристаллитами различной формы (столбчатые, игольчатые, палочковидные, лейстовые и т.д.).

*Микролитовая* – структура основной массы порфировых пород, состоящей из микролитов характерной удлинённой формы, распределённых без какой-либо ориентировки; или микролитов и немного стекла.

*Стекловатая* – структура основной массы, состоящей главным образом из аморфного стекловатого вещества, не реагирующего на поляризованный свет. Синонимы: гиалиновая, витрофировая. Основная масса почти полностью состоит из вулканического стекла.

*Гиалопилитовая* (андезитовая) – структура основной массы андезитов. В базисе преобладает стекло (более 50 %) при значительном содержании микролитов плагиоклаза, иголки которого образуют тонкий войлок, склеенный, пропитанный стеклом.

*Витрофировая* (гиалиновая, стекловатая) – структура основной массы пород вулканических, реже гипабиссальных, состоящих из стекла почти 100 %.

*Гранофировая* – микропегматитовая структура основной массы кислых гипабиссальных пород.

*Спинифекс* – структура основной массы коматиитов, скелетные микрокристаллы оливина образуют пакеты из связанных между собой, субпараллельно расположенных пластинок длиной в десятки сантиметров, толщиной в несколько миллиметров в изменённом, серпентинизированном стекле. На поверхности породы кристаллы оливина образуют рисунок, на-

поминающий листья травы, отсюда и синонимы «структура птичьих следов», «структура перьев»

### **3.3.2. Текстуры магматических пород**

Текстуры магматических пород определяются пространственным расположением составных частей породы (микролитов, кристаллов, зёрен, стекла), их формой. Текстуры магматических пород отражают динамику перемещения магмы, растворов, флюидов; интенсивность их физико-химического воздействия на вмещающие породы.

Текстуры всех горных пород представляют интерес при инженерно-геологических изысканиях с точки зрения оценки влияния текстур на изменчивость физико-механических свойств пород в пространстве. С этих позиций текстуры магматических пород можно разделить на три основные группы:

1) массивные (однородные) – текстуры пород без нарушений однородности физико-механических свойств пород;

2) директивные [< лат. dirigere – направление] – текстуры слоистые, сланцеватые, определяющие чётко выраженную анизотропность свойств;

3) пятнистые (такситовые, шлировые [< нем. Schlier – обособившиеся минеральные скопления в породе]) – скопления, как правило, отличающиеся от основной массы породы другими соотношениями составляющих частей, структурой и обуславливающие неоднородность породы по свойствам.

Все текстуры магматических горных пород можно разделить на две большие группы: сингенетические и эпигенетические.

*Сингенетические* [< греч. syn – совместно, вместе + рождение] – текстуры, формирующиеся одновременно с образованием первичных минералов и пород. К этой группе относятся текстуры: массивные, директивные, плотные, пористые, такситовые, шаровые.

*Эпигенетические* [< греч. ері – после + рождение] – текстуры, образованные в результате вторичных (последующих) процессов.

*Массивные* (однородные) – текстуры, образующиеся при одинаковых на всех участках условиях кристаллизации магмы, нет ориентировки порообразующих минералов. Наличие массивной (однородной) текстуры может свидетельствовать о стабильности условий кристаллизации магмы во времени и в пространстве по всему объёму.

*Директивные* [< лат. dirigere – направление] – текстуры, в которых наблюдается определённая ориентировка зёрен; такие текстуры могут снижать устойчивость пород к выветриванию. К директивным относятся текстуры:

– линейная – призматические, удлинённые кристаллы минералов (пироксены, амфиболы) обладают линейной ориентацией;

– полосчатая текстура сложена чередующимися субпараллельными (почти параллельными) полосами (слоями) разного состава, структуры;

– трахитоидная текстура – субпараллельное поточно-линейное расположение таблитчатых кристаллов полевых шпатов;

– флюидальная [< лат. fluidus – текучий] (текучая) – текстура образуется в результате течения застывающей лавы; кристаллиты и микролиты расположены субпараллельно, обнаруживая следы течений, обгибают уже раскристаллизовавшиеся вкрапленники.

*Такситовые* [< греч. taxis – направление движения] (пятнистые или пятнисто-полосчатые), шлировые – текстуры, характеризующиеся чередованием участков различного минерального состава или разной структуры или одновременно состава и структуры. Чаще всего такие текстуры возникают при интенсивной переработке кислой магмой ксенолитов основных или средних пород. По поводу происхождения таксито-

вых текстур существует много мнений, но нет существенных разногласий по отличительным признакам, по которым подобные текстуры предпочтительно называть «пятнистые».

*Шаровые* (сферолитовая и вариолитовая) текстуры – с концентрической или радиальной группировкой минералов вокруг некоторых центров. Шаровые текстуры рассматриваются как разновидности пятнистых (такситовых) текстур. По степени компактности горной породы, по способу заполнения пространства выделяют следующие типы шаровых текстур (рис. 14):

– плотная – всё пространство заполнено минералами, пор нет;

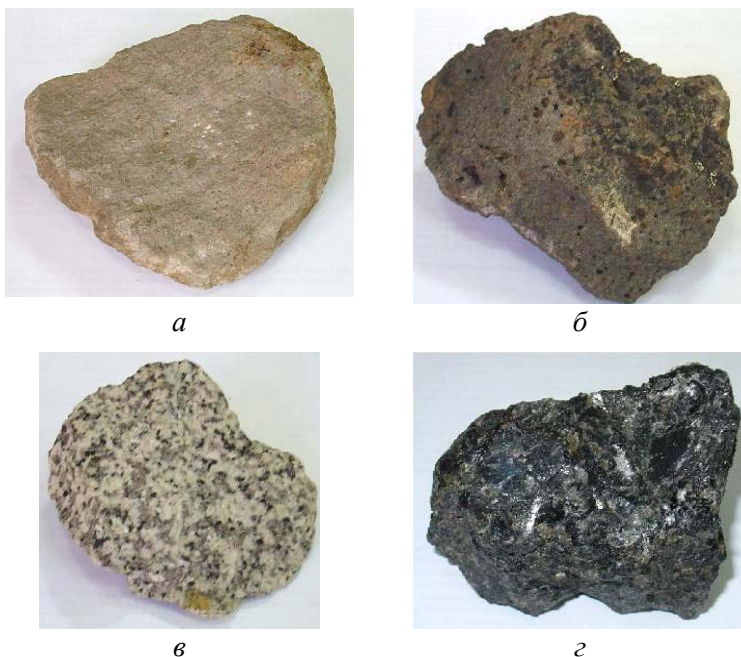


Рис. 14. Текстуры магматических пород: *а* – плотная; *б* – пористая; *в* – пемзовая; *г* – шлировая; *д* – такситовая; *и* – флюидальная; *ж* – параллельная; *з* – директивная; *к* – миндалекаменная (см. также с. 78)



*д*



*е*



*ж*



*з*



*и*

Рис. 14. Окончание

– пористая – существуют пустоты неправильной или сферической формы, не заполненной веществом:

– собственно пористые – поры не крупнее 2 мм, их немного;

– пузыристая – поры крупнее 2 мм, их много;

– пемзовая – объём пустот превышает объём твёрдой фазы;

– миндалекаменная – пустоты и поры заполнены вторичными минералами (хлоритом, эпидотом, кальцитом, кварцем

и др.); миндалекаменная текстура является эпигенетической текстурой, формировавшейся в процессах изменений первичных минералов и пород.

### **3.4. Магматические плутонические породы**

Класс плутонических магматических пород по критерию глубинности включает абиссальные (глубина более 10 км) и мезоабиссальные (более 3 км) породы. Класс объединяет полнокристаллические породы, образующие интрузивные тела крупного и среднего размеров: батолиты, лакколлиты, лополиты, штоки, дайки и др.

Классификация плутонических пород, представленная в табл. 4, составлена на основании схемы многоступенчатой систематики магматических пород, приведённой на рис. 111.1 [7], а также на основании номенклатуры магматических пород, изложенной в разделе 111.2 [7]. В табл. 4 указаны формальные значения границ отрядов по содержанию кремнезёма и подотрядов по содержанию суммарной щёлочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). Реально существующие виды не имеют чётких границ, для них могут быть отклонения от указанных значений, как правило, в пределах  $\pm 2\%$ .

В табл. 4 приведены для всех видов плутонических пород, выделенных в кодексе [7], модальный минеральный состав, граничные содержания порообразующих оксидов, характерные особенности семейств и некоторые разновидности. Табл. 4 составлена на основании данных, приведённых в табл. 1–22 приложения 1 [7].

Классификация магматических plutонических пород (рис. 15)

№ п/п	Отряд	Содержание кремнезёма, %	Подотряд, насыщенность щелочей	Семейства	Виды горных пород
1	Ультраосновные	33–45	Нормальнощелочные $0 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 2,0$	Оливиниты-дуниты	Оливинит, Дунит
2				Перидотиты	Гарцбургит, Лерцолит, Верлит, Перидотит ро-гообманковый
3		34–45	Щелочные $1,5 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 20$	Мелилитолиты	Ункомпагрит, Турьяит, Окаит, Кугдит, Мелилитолит
4				Фоидолиты ультраосновные	Якупирангит, Мельтейгит, Ийолит, Уртит, Миссурит
5	Основные	45–52	Нормальнощелочные $0,5 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 5$	Пироксениты-горнблендиты (ультрамафиты основные)	Ортопироксенит, Оливиновый ортопироксенит, Вебстерит, Оливиновый вебстерит, Горнблендит, Оливиновый горнблендит



Продолжение табл. 4

№ п/п	Отряд	Содержание кремнезёма, %	Подотряд, насыщенность щелочей	Семейства	Виды горных пород	
6	Основные	45–52		Габброиды	Троктолит, Оливиновый норит, Оливиновый габбронорит, Норит, Габбронорит, Анортозит	
7				Умереннощелочные	Монцогаббро	Монцогаббро
8				$3 < (Na_2O + K_2O) < 7,5$	Эссекситы	Эссексит
9		43–53		Габброиды щелочные	Тералит, Тешенит, Шонкинит, Малиньит	
10				Щелочные	Фоидолиты основные	Полевошпатовый ийолит, Полевошпатовый уртит, Тавит, Фергусит
11	Щелочные			Фоидовые монцогаббро (сиениты фельдшпатоидные)	Сэрнаит, Науяит, Рисчоррит	

Продолжение табл. 4

№ п/п	От-ряд	Содержание кремнезёма, %	Подотряд, насыщенность щелочей	Семейства	Виды горных пород
12	Средние	52–63	Нормально- и низкощелочные $1,5 < (Na_2O + K_2O) < 7$	Диориты	Габбродиорит, Диорит, Кварцевый диорит
13		50–67,5	Умереннощелочные $5 < (Na_2O + K_2O) < 12$	Монцониты	Монцонит, Монцодиорит, Кварцевый монцодиорит
14				Сиениты	Сиенит, Кварцевый сиенит
15		53–64	Щелочные $7 < (Na_2O + K_2O) < 21$	Щелочные сиениты (бесфельдшпатоидные)	Щелочной сиенит
16				Фельдшпатоидные сиениты (нефелиновые, псевдолейцитовые, кальсилитовые)	Фойяит, Лучврит, Мариуполит, Миаскит, Псевдолейцитовый сиенит, Сыннырит

№ п/п	От-ряд	Содержание кремнезёма, %	Подотряд, насыщенность щелочей	Семейства	Виды горных пород
17	Кислые	63–78	Нормально- и низкощелочные $5 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 8,5$	Гранодиориты	Тоналит, Гранодиорит
18				Граниты	Плаггиогранит, Гранит
19				Лейкограниты	Лейкоплаггиогранит, Лейкогранит
20		64–77	Умереннощелочные $8 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) < 9,0$	Граносиениты	Граносиенит
21				Умереннощелочные граниты	Монцогранит, Щелочно-полевошпатовый гранит, Микроклинальбитовый гранит
22				Умереннощелочные лейкограниты	Монцолейкогранит, Аляскит, Микроклинальбитовый лейкогранит, Карит
23				Щелочные граносиениты	Щелочной граносиенит
24		64–76	Щелочные $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 9,0$	Щелочные граниты	Щелочной монцогранит, Щелочной гранит
25				Щелочные лейкограниты	Щелочной аляскит, Щелочной лейкогранит

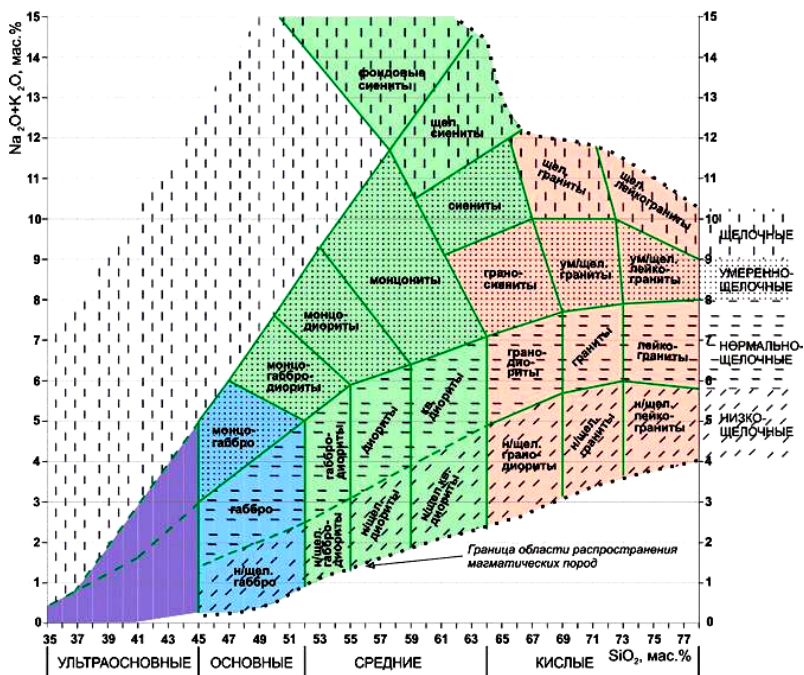


Рис. 15. Диаграмма TAS [total alkali + silica] (сумма щелочь + кремнезём) химической классификации магматических plutonic пород

### 3.4.1. Ультраосновные горные породы

Ультраосновные горные породы (ультрабазиты, гипербазиты) – отряд магматических пород с низким содержанием кремнезёма SiO<sub>2</sub> (30–45 %). Ультрабазиты объединяют парагенезисы (образованные в сходных условиях) бесполовошпатовых пород, у большинства из которых основного плагиоклаза содержится не более 10 %.

По щёлочности и среди plutonic и среди вулканических пород выделяют породы двух петрохимических рядов: нормальной щёлочности (собственно ультраосновные гор-

ные породы) и щелочные (фоидолиты – породы плутонического глубинного происхождения и фоидиты – вулканические породы).

Собственно ультраосновные породы состоят из темноцветных породообразующих минералов: оливин (преобладающий в данных породах), ортопироксен (энстатит, бронзит, гиперстен), клинопироксен (диопсид, геденбергит), хромшпинелит, роговая обманка, мелилит, нефелин, лейцит, титаномагнетит. Из аксессуарных минералов характерны и наиболее типичны апатит, ильменит, кальцит, пироп, алмаз. Характерными вторичными минералами ультрабазитов являются серпентин и тальк. По цветовому индексу ( $M > 90$ ) относятся к ультрамафическим породам; содержание в них  $MgO > 18\%$ .

Среди плутонических ультраосновных пород различают семейства существенно оливиновых пород (*оливинитов* – *дунитов*) и пироксен-оливиновых пород (*перидотитов*).

Вулканические и гипабиссальные породы ряда нормальной щёлочности объединены в одно семейство *пикритов*.

Щелочные ультраосновные породы содержат более 2,0 (1,5) % по массе щелочных оксидов  $Na_2O + K_2O$ .

Ультраосновные горные породы распространены в природе значительно меньше магматических пород других отрядов. Наибольшее значение среди ультрабазитов имеют плутонические породы, преимущественно перидотиты, широко развитые в посткембрийских складчатых поясах и в современной океанической коре. Они слагают также верхнюю мантию Земли на глубину нескольких сотен километров. Породы семейства пикритов распространены сравнительно мало и в значительных объёмах проявились только в докембрии.

Породы щелочного ряда распространены локально: на континентах – на платформах, реже в средних массивах, тяготея к зонам глубинных разломов, к рифтам и авлакогенам (зоны внутриплатформенных разломов, сочетающие грабены и горсты, например, Байкальская рифтовая система); на океани-

ческих островах они местами перекрывают базальты на удалении от СОХ.

### Ультраосновные плутонические породы

Характерными представителями ультраосновных пород плутонического класса являются оливиниты, дуниты, перидотиты, ийолиты, уртиты; вулканического класса – пикриты. Представителями особой серии пород гипабиссального класса являются лампроиты, кимберлиты, кимберлитоиды (табл. 5).

Таблица 5

Минеральный состав ультраосновных плутонических пород

Типы минералов	Первичные	Вторичные
Главные	Оливин, клинопироксен, ортопироксен	Серпентин, магнетит, тальк, хлорит, актинолит
Второстепенные	Роговая обманка, гранат, биотит, флогопит, основной плагиоклаз	Хлорит, актинолит, минералы группы эпидота, серицит, карбонат, альбит
Акцессорные	Хромит, шпинель, магнетит, титаномagnetит, сульфиды	

Ультраосновные породы имеют важное металлогеническое значение. С ними связаны крупные месторождения хромитов, платины, алмазов, асбеста, силикатных никелевых и сульфидных медно-никелевых и железных руд, глинозёмистого и фосфорного сырья, редких металлов, слюды, огнеупоров, камнесамоцветного сырья и др.

Ультраосновные плутонические породы представлены двумя петрохимическими рядами, четырьмя семействами (1–4):

– нормальнощелочные:

- 1) оливиниты–дуниты,
  - 2) перидотиты;
- щелочные:
- 3) мелитолиты,
  - 4) фойдолиты ультраосновные.

**Ультраосновные плутонические породы.**  
**Нормальнощелочные**

Краткие характеристики нормальнощелочных плутонических пород (модальный минеральный состав, граничное содержание породообразующих оксидов), некоторые особенности и разновидности приведены в табл. 6.

Таблица 6

Семейства нормальнощелочных ультраосновных  
плутонических пород

Показатель	1. Оливиниты – дуниты			2. Перидотиты		
	Оливинит	Дунит	Гарцбургит	Лерцолит	Верлит	Перидотит
Модальный минеральный состав, об. %:						
Ol	90–95	90–99	40–90	40–80	40–90	40–70
Orx			10–60	10–50	<10	
Сrx			<10	10–50	10–60	
Orx+Сrx	< 5	До 10				10–50
Nbl					< 5	10–40
Chr	+ –	До 10	+	+	+	
Mt+Per	До 10				+	
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:						
SiO <sub>2</sub>	35–41	35–40	36–44	36–45	40–45	40–45
TiO <sub>2</sub>	0,2–1,7	0–0,2	Сл.–0,2	0,03–0,3	0,05–1,2	0,1–0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2–2	Сл.–2,5	0,2–2,5	1–4	0,4–5,5	4–8

Показатель	1. Оливиниты – дуниты			2. Перидотиты		
	Оливинит	Дунит	Гарцбургит	Лерцолит	Верлит	Перидотит
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–10	0,5–7	1,5–5	3–8	2–7	4–8
FeO	6–12	3–6	2,5–7	4–8	3–10	7–10
MgO	37–47	38–50	37–48	29–45	28–42	18–30
CaO	0,2–2	0–1,5	0,2–2	2–8	2–12	4–12
Na <sub>2</sub> O	0–0,5	0–0,3	0–0,3	Сл.–0,6	Сл.–1,0	0,2–1,2
K <sub>2</sub> O	0–0,6	0–0,2	0–0,1	0–0,2	0–0,5	0,2–0,8
Некоторые разновидности	Магнетитовый оливинит, хромитовый дунит, магнетит-хромитовый дунит		Плагиоклазовые		Кортландит, Шрисгеймит	
Характерные особенности семейства	Структура панидиоморфно-зернистая, у оливинитов часто сидеронитовая. Породы обычно серпентинизированы		Структура гипидиоморфно-зернистая с резким идиоморфизмом оливина вплоть до образования пойкилитовых структур. Обычная серпентинизация; в сильно серпентинизированных разновидностях границы зёрен оливина исчезают, а пироксен в массе серпентина сохраняется в виде псевдопорфировых выделений. Для гарцбургитов характерны полные псевдоморфозы серпентина по ортопироксену			

**1. Оливиниты – дуниты.** *Оливинит* – полнокристаллическая порода чёрного, зелёно-чёрного цвета, состоящая почти целиком из оливина (90–95 %).



Оливинит

От дунита отличается присутствием в качестве акцессорного минерала магнетита вместо хромита. Оливинит вместе с дунитом и перидотитами относятся к плутоническим ультраосновным породам нормального петрохимического ряда.



Структура оливинита панидиоморфная, часто сидеронитовая. Оливиновые породы редко встречаются в неизменённом виде, обычно они серпентинизированы и часто полностью превращены в серпентиниты (змеевики) – метаморфизированные породы. Кроме оливина серпентинизации подвергается также ромбический пироксен.

На Урале встречается оливинит магнетитовый в виде жиллообразных тел в дунитах платиноносного дунит-пироксенит-габбрового комплекса.

*Дунит* (по названию горы Дэн в Новой Зеландии) – полнокристаллическая горная порода нормального ряда щёлочности. Состоит почти целиком из оливина (90–100 %), в качестве аксессуарного или второстепенного минерала чаще других встречается хромит, могут присутствовать клиноортопироксены, роговая обманка.

Структура панидиоморфная; порода обычно серпентинизирована, мелко- или среднезернистая, реже крупнозернистая. Текстура массивная, часто афанитовая, плотная. Цвет чёрный, иногда с зеленоватым оттенком. Порода тяжёлая (плотность более 3 г/см<sup>3</sup>), очень крепкая, вязкая. Дуниты часто встречаются в нижних



Дунит

горизонтах расслоённых интрузий. Образуются дуниты на первых этапах дифференциации магмы, когда из расплава кристаллизуется только оливин и иногда хромит. Дуниты широко распространены в офитовых комплексах, там они представляют собой фрагментарные реликты самых верхних частей мантии. В мантии дуниты весьма распространены. Считается, что дуниты – представители самой истощённой (деплетированной), претерпевшей несколько этапов плавле-

ния, мантии (лат. de – отмена значения, греч. plethismos – увеличение). Площадь интрузии дунитов от сотен квадратных метров до десятков квадратных километров, линзообразные и изометричные, обычно приурочены к глубоким разломам в земной коре. Источники ультраосновных пород – глубинные, подкорковые (мантийные) зоны земного шара.

Изменения дунитов выражаются в появлении серпентина, хлорита, эпидота, талька, кальцита, магнезиально-железистых карбонатов, иногда цеолитов; эти минералы придают породам зелёный цвет, снижают их плотность, твёрдость. Часто продуктом гидротермального изменения дунитов и других ультрабазитов являются серпентиниты (змеевики). В поверхностных выходах ультраосновные породы покрыты обычно белёсой коркой кремнистых продуктов выветривания толщиной до 2,0 см.

На территории России дуниты, как и другие ультрабазиты, широко распространены на Урале, Саянах, Тыве, Прибайкалье и др.

С дунитами связаны промышленные месторождения платины, хромитов никеля, кобальта. Дуниты Урала служат источником образования платиновых россыпей. В практическом отношении чаще используются продукты изменения ультрабазитов, в том числе и дуниты-серпентиниты, а также никелевые месторождения, образующиеся в корах их выветривания.

**2. Перидотиты** – общее название семейства полнокристаллических пород от тёмно-зелёного до чёрного цвета, состоящих преимущественно из оливина (перидота) (40–90 %) и пироксенов (5–60 %), иногда роговой обманки и слюды.

По минеральному составу выделяют:

- гарцбургит = оливин + ортопироксен;
- верлит = оливин + клинопироксен;
- лерцолит = оливин + оба пироксена;
- роговообманковый перидотит = оливин + пироксены + роговая обманка.

Структура перидотитов гипидиоморфная с резким идиоморфизмом оливина; для роговообманковых перидотитов особенно характерны пойкилитовые структуры, где оливин образует хадакристаллы. Второстепенные и аксессуарные минералы:



Перидотит

хромшпинелиды, гранаты, иногда флогопит, ильменит, плагиоклаз. Кроме низкого содержания кремнезёма, обычной серпентинизации, ещё одной особенностью перидотитов является минимальное содержание щелочей, глинозёма, титана; преобладание MgO над CaO; порода часто содержит примеси рудных минералов, повышающих их среднюю плотность. Породы обладают высокой твёрдостью и вязкостью. Цвет свежих разностей светло-зелёный, изменённых – тёмно-зелёный, чёрный. По структурно-текстурным признакам выделяют два типа перидотитов, различающихся также происхождением:

1) кумулятивные [*лат. cumulatio* – скопление, увеличение, концентрация] перидотиты гипидиоморфной структуры, формировались в результате гравитационной отсадки оливина и пироксенов из базальтовых (основных) или ультраосновных магм в нижних частях магматических камер, они характерны для крупных расслоённых интрузий, с ними связаны месторождения меди, никеля и др.;

2) мантийные перидотиты с гранобластовыми структурами, породы отчасти метаморфизованы, на некоторых отразились процессы перекристаллизации, деформации и катаклаза. Мантийные перидотиты являются тугоплавкими остатками (реститами) от плавления вещества верхней мантии, в той или иной степени претерпевшей плавление. Меньшую степень плавления отражают лерцолиты, большую – гарцбургиты. Мантийными перидотитами сложена верхняя мантия Земли до

глубины 400–440 км. В земной коре они распространены в виде самостоятельных массивов или в ассоциации с другими ультраосновными и основными породами. С мантийными перидотитами связаны месторождения асбеста, никеля, талька, огнеупоров и др.

Перидотиты связаны постепенными переходами с пироксенитами. Излившимися аналогами плутонических ультрабазитов являются пикриты и пикритовые порфириты, а также близкие к ним породы – кимберлиты.

Изменения и распространение перидотитов аналогичные дунитам.

В перидотитах встречаются никелевые сульфидные руды (пентландит) в виде сплошных залежей, шпиров, жил. В корках выветривания перидотитов образуются месторождения никеля. Магнетитовые перидотиты нередко содержат никель и титан и могут использоваться в качестве природно-легированных железных руд. С изменениями перидотитов связано появление нерудных полезных ископаемых: талька, хризотил-асбеста.

*Гарцбургит* (назван по горам Гарц, Нижняя Саксония, Германия) – горная порода, сложенная оливином и ромбическим пироксеном (бронзитом или энстатитом) и акцессорными минералами хромшпинелидом и магнетитом. В гарцбургитах полные псевдометаморфозы серпентина по ортопироксену – замещение энстатита и бронзита баститом. Гарцбургиты – наиболее широко распространённые породы габбро-перидотитовой формации, где они обычно представляют собой переходные к дунитам разновидности.

*Лерцолит* (по названию озера Лерс, Франция) – порода, сложенная оливином и переменным количеством моноклинного и ромбического пироксенов, обычно с примесью хромшпинелида и магнетита.

Лерцолит – распространённая порода габбро-перидотитовых формаций складчатых областей, особенно послепалеозой-

ского возраста. На территории России встречены на Сахалине, Камчатке, Сихотэ-Алинь, Малый Кавказ.

*Верлит* (назван в честь Верле, анализировавшего породу бёжениит) – горная порода, состоящая из оливина и моноклинного пироксена (диаллага или диопсида), часто со второстепенной коричневой роговой обманкой.



Лерцолит

*Роговообманковый перидотит* (назван по составу) – порода, состоящая из оливина, пироксенов и до 50 % амфибола (роговая обманка); разновидности:

– *кортландит* (назван по г. Кортленд, шт. Нью-Йорк, США) – разновидность, в которой главный компонент – роговая обманка (60–70 %), крупные кристаллы пойкилитов включают оливин, гиперстен и авгит;

– *шрисгеймит* (по названию селения Шрисгейм, Германия) – разновидность с пойкилитовой структурой; роговая обманка и оливин содержатся примерно в равных количествах, в качестве аксессуарных минералов присутствуют флогопит, диопсид, авгит, рудный минерал и апатит.

### ***Ультраосновные плутонические породы. Щелочные***

**3. Мелилитолиты.** Семейство объединяет плутонические ультраосновные щелочные породы, основу которых составляет мелилитолит (табл. 7). Виды пород в данном семействе выделяются по второму главному минералу.

Состав мелилитолитов:

– с нефелином:

турьяит: Mel 30–75, Ne 10–30, Cpx 10–30, Timt, Per;

окаит: Mel 50–85, Ne 10–40, Timt, Per;

– без нефелина:

ункомпагрит: Mel 60–80, Cpx 10–30, Timt, Per;

кугдит: Mel 50–85, Ol 10–40, Timt, Per;

мелилитолит: Mel 80–95, Timt, Per, Cpx.

Таблица 7

Семейства щелочных плутонических ультраосновных пород

Показатель	3. Мелилитолиты				
	Ункомпагрит	Турьяит	Кугдит	Окаит	Мелилитолит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Mel	60–80	30–75	50–85	50–85	80–95
Cpx	10–30	10–30			До 5–10
Ne		10–30		10–40	До 5–10
Timt+Per	5–10	5–10	5–10	5–10	5–10
Ol			10–40		
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	36–41	36–40	37–40	37,5–40	34–43
TiO <sub>2</sub>	1,7–3,5	1,7–3,5	1,3–3	1,7–3,5	1–3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,7–7,5	8–12,5	1,5–5	15–17	3–7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5–9	5–9	4–7	4–6	2,5–7
FeO	2–6	3–6	6–8	3–4	4,5–6,5
MgO	9–13,5	8–13	15–25	5,5–6,5	9–12
CaO	24–32	18–29	17–30	17–31	27–34,5
Na <sub>2</sub> O	1,5–3	3–7	1,2–2,5	4–7,5	1,2–2,5
K <sub>2</sub> O	0,15–0,5	1,2–2,5	0,1–0,8	1,2–2	0,2–0,5
Тип щёлочности	Калиево-натриевый				

Основные минералы мелилитолитов: мелилит, нефелин, оливин, клинопироксен. Второстепенные: титаномагнетит, перовскит, биотит и флогопит (слюды – минералы вторичные).

*Ункомпагрит* (по названию холма Ункомпагре, Колорадо, США) (пироксеновый мелилитолит) – порода, состоящая в среднем: из 75 % мелилита, 15 % пироксена и 10 % рудного минерала (титаномагнетит, хромит). Второстепенные и акцессорные минералы: флогопит, перовскит, кальцит, апатит, канкринит, меланит, анатаз. В крупнозернистых разностях кристаллы мелилита достигают 30 см в поперечнике и включают все остальные минералы.

*Турьяит* (назван по мысу Турий, Кандалакшский залив, Кольский полуостров, Россия) – крупнозернистая порода, состоящая из мелилита (более 45 %), нефелина (15 %), тёмной слюды (чаще лепидомелана – 20 %), апатита (10 %), а также перовскита, меланита, граната.

*Окаит* (по названию холмов Ока, Канада) – местное название для гаюинового мелилитолита – породы, состоящей в основном из мелилита (более 50 %), нефелина, замещённого гаюином (20 %), содержащей биотит (8 %) с обильной примесью перовскита, магнетита, кальцита, меланита, апатита. Породы встречается в массиве Кугда и в интрузии Одихинга Маймеча-Котуйской провинции на севере Восточной Сибири (Россия).

*Кугдит* (по названию массива Кугда на севере Сибири) (оливиновый мелилитолит) – щёлочно-ультраосновная порода, состоящая из мелилита (40–60 %), магнезиального оливина (10–40 %), пироксена (авгита до 15 %), титаномагнетита (10–15 %), нефелина (до 5 %).

*Мелилитолит* (назван по составу) – плутоническая, щёлочно-ультраосновная порода, почти мономинеральная, состоящая из мелилита (до 95 %), оливина (до 40 %), клинопироксена (до 10 %), содержащая также нефелин, титаномагнетит, перовскит и вторичные флогопит, биотит.

**4. Фоидолиты ультраосновные.** Ультраосновные фоидолиты – общий термин для плутонических пород, содержащих более 60 % фоидов (сокращенно от фельдшпатоидов) в сумме светлоокрашенных минералов (табл. 8). Фельдшпатоиды – минералы подкласса каркасных силикатов, недосыщенных кремнекислотой ( $\text{SiO}_2$ ), к которым относятся нефелин, содалит, лейцит, псевдолейцит, поллукит, лазурит; в щелочных магматических породах в качестве породообразующих минералов занимают место полевых шпатов.

Таблица 8

Семейства щелочных плутонических ультраосновных пород

Показатель	4. Фоидолиты ультраосновные				
	Якупирангит	Мельтейгит	Ийолит	Уртит	Миссурит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Срх	80–90	40–70	20–40	< 20	40–60
Ne	0–10	10–50	50–70	>70	0–10
Timt	5–20	5–15	0–10	0–10	5–10
Lc					10–30
Ol					0–15
Anc					0–10
Phl					0–10
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
$\text{SiO}_2$	35–46	39–43	38–44	39–45	42–46
$\text{TiO}_2$	1–6	1,5–4	0,5–4,5	0,3–2,5	1–2
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,5–8	3,5–17	15–23	23–30	8–12
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	6–12	2,5–8	3–7	1–6	3–6
FeO	5–9	4–10	1–5	0,4–4	5–8



Показатель	4. Фоидолиты ультраосновные				
	Якупирангит	Мельтейгит	Ийолит	Уртит	Миссурит
MgO	10–14	4–11	1,5–8,5	0,2–3,5	8–15
CaO	16–23	10–16	6–12	1–6	10–14
Na <sub>2</sub> O	0,5–2	2–6	6–9	9–14	1–2
K <sub>2</sub> O	0,1–1,5	1–2,5	1,5–4,5	4–6,5	
Тип щёлочности	Калиево-натриевый		Натриевый		Калиевый
Некоторые разновидности по второстепенному минералу	Полевошпатовый		Лейцитовый		
	Оливиновый				
		Волластонитовый			

Происхождение ультраосновных фоидолитов магматическое: продукты кристаллизации щёлочно-ультраосновной магмы. Изменения проявляются в развитии канкринита, цеолитов, слюдистых минералов по нефелину, замещении кальцитом.

Фоидолиты ультраосновные – породы твёрдые, прочные. Ввиду малой распространённости (породы в общем-то редкие) самостоятельное значение на территории России имеет только *уртит* как алюминиевая руда, сырьё для производства стекла, фарфора, цемента. К комплексам ультраосновных щелочных пород часто приурочены месторождения апатита, перовскита, магнетита. С ними связаны также карбонатитовые месторождения.

*Якупирангит* (по названию местности Жакупиранга, Сан-Паулу, Бразилия) – порода, по составу относящаяся к щелочным пироксенитам. Характеризуется крупно- и грубозернистой структурой, линейными текстурами. Состоит из титанавгита, магнетита, второстепенных нефелина, апатита, перовскита и меланитового граната.

К разновидностям, приведённым в табл. 8, относят также разновидности, в которых кроме преобладающего авгита (60 %) содержатся другие минералы:

– бебедуритовый якупирангит, содержит ещё повышенное количество биотита и непрозрачных минералов;

– кромальтитовый якупирангит, содержит меланит, биотит, непрозрачные минералы;

– салитритовый якупирангит, содержит титанит, микроклин и непрозрачные минералы;

– ямаскитовый якупирангит, содержит амфибол, апатит и непрозрачные минералы.

*Мельтейгит* (по названию местности Мельтейг, Норвегия) – меланократовая бесполовошпатовая порода из серии уртит – ийолит. Главные минералы: титан-авгит часто с каймой эгирина-авгита (до 70 %); второстепенные: нефелин и продукты его изменения; акцессорные – меланит, сфен, ильменит, апатит.



Ийолит

*Ийолит* (по названию местности Иййоки, Иивара, Финляндия) – бесполовошпатовая полнокристаллическая мезократовая плутоническая

порода, состоящая в основном из нефелина (в среднем 50–70 %), содержащая эгирина-авгит (до 30 %) или другой пироксен, например, авгит с оболочкой эгирина-авгита;

второстепенные и акцессорные минералы – апатит, сфен, кальцит, цеолиты, канкринит и др.

При обогащении нефелином ийолит даёт постепенные переходы к уртитам; образует крупные массивы и дайки; генетически связан с нефелиновыми сиенитами. В России месторождения ийолита в Хибинах и Сибири.

*Уртит* (по названию горы Луявр-Урт, Кольский полуостров, Россия) – лейкократовая явнокристаллическая плутоническая ультраосновная порода из группы бесполевошпатовых нефелинитов – пород, состоящих из нефелина (80 %), клинопироксена (эгирин-авгит, эгирин) (до 20 %) и незначительного количества акцессорных минералов – апатит, сфен. Вторичные минералы (содалит, канкринит и др.) могут составлять до 50 %. Структура крупно-, среднезернистая, иногда пегматитовая, гипидиоморфно-зернистая; текстура массивная, реже такситовая.



Уртит

Уртит образует самостоятельные массивы площадью 0,1–2 км<sup>2</sup>, чаще входит в состав комплексных массивов, где ассоциирует с щелочными габброидами и нефелиновыми сиенитами или с ультраосновными породами и карбонатитами. Уртит – руда для получения глинозёма и ряда попутных продуктов (соды, цемента и др.). С уртитамы связаны месторождения апатита, титанониобиевых руд.

*Миссурит* (по названию реки Миссури, шт. Монтана, США) – меланократовая кристаллически-зернистая плутоническая порода, состоящая из клинопироксена (в основном авгита, 40–60 %), подчинённого количества лейцита и оливина; в качестве второстепенных минералов присутствуют биотит, анальцим, титаномагнетит. Миссурит – глубинный аналог лейцитового базальта.

### **3.4.2. Основные горные породы (базиты)**

Основные породы – отряд магматических горных пород с более высоким, чем у ультрабазитов, содержанием кремнезёма (45–52 %) и богатых магнием и кальцием. Большой

и важный с петрологической и металлогенической точек зрения отряд магматических горных пород, включающий семейства и виды всех трёх классов магматических пород (табл. 9). В отличие от гипербазитов включают три подотряда пород по щёлочности: нормальнощелочные, умереннощелочные (субщелочные) и щелочные. Основные породы широко распространены и составляют около 40 % всех магматических пород. Особо следует отметить преимущественную распространённость вулканитов и гипабиссальных пород основного состава в сравнении с плутоническими породами. На долю плутонитов основного состава приходится около 3 % объёма магматических пород.

Таблица 9

Общий минеральный состав основных пород

Ряд	Нормальный	Умереннощелочной	Щелочной
Главные породообразующие минералы	Пироксены, плагиоклаз (лабрадор, битовнит) отчасти оливин, роговая обманка. Кварц, калиевый шпат отсутствуют	Пироксены, плагиоклаз (лабрадор), калишпат, биотит, иногда оливин, роговая обманка. Кварц отсутствует	Нефелин, клинопироксен, калишпат, плагиоклаз, иногда оливин, содалит, лейцит, анальцит
Акцессорные минералы	Титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит	Титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон	Титаномагнетит, ильменит, циркон, сфен, апатит, пироксид, эвдиалит
Вторичные минералы	Актинолит, хлорит, рутил; реже серпентин лейкоксен, эпидот, цоизит и цеолиты		Цеолиты, кальцит, хлорит, лейкоксен, гидрослюда

## Основные плутонические породы

Основные плутонические породы представлены тремя петрохимическими рядами, семью семействами (5–11):

– нормальнощелочные:

5) пироксениты – горнблендиты (перкниты);

6) габброиды;

– умереннощелочные:

7) монцогаббро;

8) эссекситы;

– щелочные:

9) габброиды щелочные;

10) фойдолиты основные;

11) фойдовые монцогаббро.

### *Основные плутонические породы. Нормальнощелочные*

Характеристики семейства нормальнощелочных плутонических основных пород (пироксениты – горнблендиты) представлены в табл. 10.

При заметном содержании плагиоклаза, у всех пород семейства кроме вебстерита обнаруживаются плагиоклазовые разновидности; при содержании в породах роговой обманки 10–50 %, к этим разновидностям добавляется прилагательное «роговообманковые»; при содержании пироксена в породе более 10 % эти разности носят собственные названия по составу пироксена: энстатитит, бронзитит, гиперстенит, диопсидит, диаллагит.

Из характерных особенностей семейства и видов следует выделить: структура панидиоморфно-зернистая для пироксенитов и горнблендитов, гипидиоморфно-зернистая для роговообманковых пироксенитов и пироксенитовых горнблендитов, сидеронитовая для богатых магнетитом пироксенитов. Горнблендиты во многих случаях образуются за счёт пироксенитов в результате эпимагматического замещения пироксена роговой обманкой.

## Семейства нормальнощелочных плутонических основных пород

Показатель	5. Пироксениты – горнблендиты							
	Ортопироксенит	Оливиновый ортопироксенит	Вебстерит	Оливиновый вебстерит	Клинопироксенит	Оливиновый клинопироксенит	Горнблендит	Оливиновый горнблендит
Модальный минеральный состав, об. %:								
Орх	90–100	50–90	5–90	10–80	90–100	50–90	5–10	5–10
Срх	<10	<10	5–90	10–80	<10	<10	5–10	5–10
Ол	<5	5–40	<5	5–40	<5	5–40	<5	5–40
Нл	<10	<10	<10	<10	<10	<10	90–100	50–90
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:								
SiO <sub>2</sub>	50–54	46–53	48–53	45–52	44–53	43–50	43–50	43–50
TiO <sub>2</sub>	0–0,2	0,1–0,2	0,01–1	0,01–1	0,02–1,5	0–1	0–2	0,1–2

Окончание табл. 10

Показатель	5. Пироксениты – горнблендиты							
	Ортопироксенит	Оливиновый ортопироксенит	Вебстерит	Оливиновый вебстерит	Клинопироксенит	Оливиновый клинопироксенит	Горнблендит	Оливиновый горнблендит
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1–6	0,1–5	0,1–6	0,1–5	1,5–5	1,5–5	8–15	6–14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3–4	0,1–4	0–5	0–5	1–7	1–7	2–10	2–12
FeO	2–2,5	2–2,5	2–10	2–10	2–7	2–6	6–10	6–10
MgO	20–37	25–38	12–25	20–30	6–22	16–24	9–20	10–18
CaO	0,2–4	0,5–3	8–20	5–17	17–24	9–22	8–17	7–16
Na <sub>2</sub> O	0–0,5	0–0,6	0,1– 2,5	0,1–1,3	0,1–2	0–2	0,5–3	0,5–3
K <sub>2</sub> O	0–0,4	0–0,1	0–0,8	0–0,15	0–0,6	0–0,2	0,2–2	0,2–1,8

**5. Пироксениты – горнблендиты (перкниты).** Пироксенит [< греч. *pyg* – огонь и *xenos* – чужой] – обобщающий термин для ультрамафических плутонических пород, состоящих почти целиком из различных пироксенов и изредка из биотита, роговой обманки, оливина. Перкниты [< греч. *perknos* – тёмный плод или птица] – обобщающий термин для ультрамафических плутонических пород, состоящих из амфибола и пироксенов с оливином.

Пироксениты и горнблендиты целесообразно, на наш взгляд, рассматривать раздельно как отдельные подсемейства.

*Пироксениты.* Пироксениты относятся к широко распространённым породам, но встречаются в небольших объёмах в тесной ассоциации с ультраосновными породами. Химический состав пироксенитов определяется прежде всего количеством и составом породообразующих пироксенов, которые составляют от 50 до 100 об. %. Из-за высокого содержания кремнезёма (46–54 %) эти голомеланократовые ультрамафиты относятся к основным, а не к ультраосновным породам. Концентрации других главных оксидов сильно варьируют. Состав пироксенов в пироксенитах также сильно варьирует: от энстатита до гиперстена и от диопсида до жадеита. В качестве породообразующих минералов в составе пироксенитов отмечаются также гранат, ильменит, слюда, плагиоклаз; аксессуарные минералы – хромшпинелиды и магнетит. Структура полнокристаллическая, равномерно-, крупно- и среднезернистая. Текстура массивная, плотная, иногда порфириовидная.

Плотность 3,1–3,25 г/см<sup>3</sup>; цвет тёмный, зеленовато-серый, иногда с бурым оттенком, чёрный. Формы залегания – небольшие массивы. Отдельность пластовая, параллелепipedная.

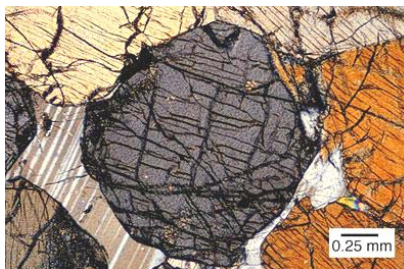
*Ортопироксенит* – порода, состоящая полностью из ромбического пироксена; иногда отмечаются отдельные параллельные вроски амфибола (роговой обманки) видимо вторичного происхождения.



*Оливиновый ортопироксенит* – пироксенит с примесью оливина до 40 %.

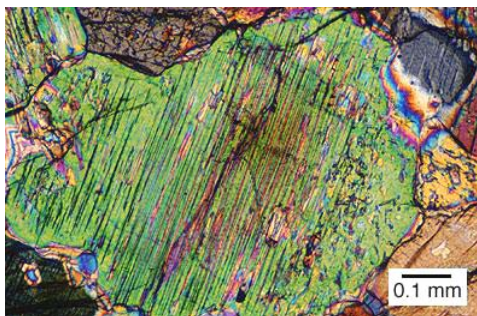
*Вебстерит* (по названию округа Вебстер, Северная Каролина, США) – порода, состоящая из обоих пироксенов: в ортопироксенах содержатся пластинчатые вроски клинопироксенов и, наоборот, в клинопироксенах содержатся пластинчатые вроски ортопироксенов, а также небольшое количество оливина и вторичного амфибола. Вебстерит рассматривается как разновидность пироксенита из равных количеств ортопироксена и клинопироксена.

*Оливиновый вебстерит* – вебстерит со значительным содержанием оливина (до 40 %) и различным количеством клино- и ортопироксена.



Ортопироксенит

*Оливиновый вебстерит* – вебстерит со значительным содержанием оливина (до 40 %) и различным количеством клино- и ортопироксена.



Оливиновый вебстерит

*Клинопироксенит* – порода, состоящая полностью из моноклинного пироксена диопсид-геденбергитового состава с колебанием железистости 10–35 %. Магнезиальные клинопироксениты бесцветные, а железистые имеют зеленоватый оттенок.

*Оливиновый клинопироксенит* – клинопироксенит с оливином до 50 %.

Пироксениты – прочные, хорошо противостоящие выветриванию породы, характерными изменениями пироксенитов являются амфиболизация, уралитизация и самое распространённое изменение – серпентинизация. Самый типичный вторичный минерал пироксенитов – хлорит.

Пироксениты – широко распространённые глубинные тектонические породы; известны в складчатых областях в тесной ассоциации с ультрабазитами и в платформенных базит-ультрабазитовых расслоённых интрузивах и щёлочно-ультраосновных комплексах; встречаются в виде глубинных (мантйных) ксенолитов в щелочных базальтах и кимберлитах.

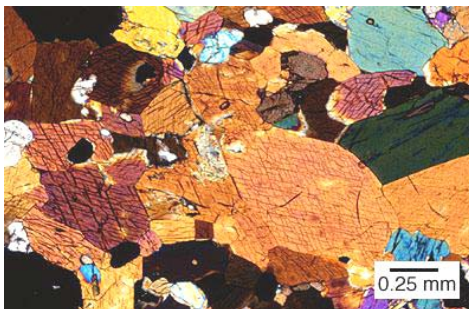
С пироксенитами связаны крупные месторождения руд платиновых металлов, попутно с которыми извлекаются золото и сульфиды никеля и меди. Иногда к пироксенитам приурочены хромитовые и титаномагнетитовые ванадиеносные руды, сульфидные медно-никелевые и никелевые залежи, а также месторождения асбеста. На территории России пироксениты имеют широкое распространение: Урал, Кавказ, Тыва, Саяны, Прибайкалье и др.



Горнблендит

*Горнблендиты.* Горнблендит [*< нем. Hornblende – роговая обманка*] – ультрамафитовая порода (подсемейство пород), состоящая из роговой обманки (до 100 %) с незначительными примесями пироксенов (до 10 %) и оливина (до 5 %).

*Оливиновый горнблендит* – горнблендит с содержанием оливина до 40 % за счёт уменьшения содержания роговой обманки.



Оливиновый горнблендит

Во всех горнблендитах главным минералом всегда бывает только роговая обманка. В качестве второстепенных минералов выступают основной плагиоклаз (до 10 %), клинопироксен (до 10 %), оливин (до 40 %). Безоливиновые горнблендиты часто обогащены пироксенами, магнетитом, титаномагнетитом. В качестве аксессуарных минералов присутствуют слюды (флогопит, биотит), апатит, сульфиды, железистая шпинель, пироповый гранат, ромбический пироксен. Разновидности горнблендитов по минеральному составу:

- горнблендит мономинеральный (100 % роговой обманки);
- горнблендит пироксеновый (*даваинит*) (пироксенов более 10 %);
- горнблендит оливиновый (*аржейнит*, по местности Аржейн, Пиринеи, Франция) – разновидность, содержащая до 40 % оливина и до 10 % пироксенов;
- горнблендит полевошпатовый (*исит*, по названию реки Ис, Урал, Россия) – мелкозернистая разновидность, содержащая в том числе немного плагиоклаза;
- горнблендит магнетитовый – рудная порода, содержащая магнетит;
- горнблендит гиперстеновый (*гренландит*, по острову Гренландия) – порода, разновидность ортопироксена, состоящая существенно из роговой обманки и гиперстена;

– горнблендит ильменитовый, горнблендит гранатовый – разновидности, содержащие соответственно ильменит или гранат;

– горнблендит слюдяной (*лерцит*) – разновидность горнблендита, которая встречается в виде даек и состоит существенно из роговой обманки со второстепенным биотитом, по составу сходна с тералитом;

– горнблендит титан-апатитовый (*авезасит*) – разновидность пироксенового горнблендита, которая встречается в виде даек и состоит из фенокристаллов роговой обманки, встроенных в основную массу из роговой обманки, авгита, апатита и обильного ильменита (титанистый железняк).

Текстуры горнблендитов, как правило, массивные, реже – полосчатые. Структура мономинеральных горнблендитов – панидиоморфно-зернистая, в полевошпатовых разновидностях и пироксеновых горнблендитах – гипидиоморфная, для разновидностей, богатых магнетитом, – сидеронитовая. Во многих случаях вполне очевиден наблюдаемый вторичный идиоморфизм роговой обманки по пироксену.

Породы прочные и, как правило, устойчивые к выветриванию. Цвет чёрный, тёмный, тёмно-серый до зеленовато-серого и бурого; излом свежих и темноокрашенных разновидностей искристый.

Амфибол (роговая обманка, являющаяся основой горнблендитов) выкристаллизовывается непосредственно из магмы или является продуктом метасоматического замещения пироксена, т.е. горнблендиты во многих случаях являются продуктами, образовавшимися из пироксенитов, что подтверждается формационной принадлежностью: горнблендиты никогда не встречаются в формациях и ассоциациях, где нет пироксенитов. Горнблендиты приурочены, как правило, к дифференцированным габбро-пироксенит-дунитовым формациям; реже – к дунит-перидотитовым (ультрабазитовым), габбро-плаггиогранитным формациям.

Залегают горнблендиты в виде мелких тел, спорадически в виде жил, даек, секущих маломощных тел, небольших участков во многих типах пород.

На территории России горнблендиты встречаются в Платиновом поясе Урала, некоторых массивах Аляски. Тесная ассоциация горнблендитов с клинопироксенитами определяет их металлогеническую специализацию на железо и титан, но из-за малых объёмов при большой разбросанности малых тел, участков, практического значения на сегодняшний день, как носители руд на титан и железо, не имеют. Кроме того, некоторым горнблендитам свойственны непромышленные скопления сульфидов меди (ковеллина).

**6. Габброиды.** К нормальнощелочным основным плуто-ническим породам относятся и габброиды (табл. 11).

Некоторые разновидности габброидов:

1) при содержании роговой обманки более 5 % у видов, кроме троктолита и анортозита, появляются различия под названием *роговообманковые*;

2) по основности плагиоклаза, при  $P_{90-100}$  у всех видов появляются анортитовые различия, в том числе с собственными названиями: у троктолита – *алливалит*, у анортозита – *анортитит*, у остальных видов – *эвкриты*, у анортозита, кроме того, по соответствующему плагиоклазу – *лабродорит*, *битовнитит*;

3) при содержании в породах плагиоклаза 10–35 % появляются соответствующие различия: меланократовый троктолит (*гарризит*), оливиновый меланонорит, оливиновый меланогабронорит, оливиновое меланогаббро (*тылаит*), меланонорит, меланогабронорит, меланогаббро;

4) при содержании в породах плагиоклаза 65–90 % появляются соответствующие различия: лейкократовый троктолит (*фореллеништейн*), оливиновый лейконорит, оливиновый лейкогабронорит, оливиновое лейкогаббро, лейконорит, лейкогабронорит, лейкогаббро.

Таблица 11

## Семейства нормальнощелочных плутонических основных пород

Показатель	6. Габброиды							
	Трокто-лит	Оливиновый норит	Оливиновый габбронорит	Оливиновое габбро	Норит	Габбро-норит	Габбро	Анортозит
Модальный минеральный состав, об. %:								
Pl	30–65	35–65	35–65	35–65	35–65	35–65	35–65	90–100
Ol	35–60	5–35	5–35	5–35	<5	<5	<5	<10
Orx		10–60	10–50	<5	35–65	5–60	<5	<10
Srx		<5	10–50	10–60	<5	5–60	<5	<10
Nbl	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Px	<10							

Окончание табл. 11

Показатель	6. Габброиды							
	Трокто-лит	Оливиновый норит	Оливиновый габбронорит	Оливиновое габбро	Норит	Габбро-норит	Габбро	Анортозит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:								
SiO <sub>2</sub>	43–48	45–53	43–52	43–51	46–53	43–52	43–52	48–53
TiO <sub>2</sub>	0,2–1,2	0,1–1	0,1–1	0,1–2,5	0,2–2	0,3–3,5	0,1–4	0,1–0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12–22	6–17	8–19	11–19	10–21	12–19	8–27	25–32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8–3	1,5–3,5	0,5–3	0,6–5	0,5–3	0,5–10	0,3–10	0,1–1,6
FeO	1,5–13	6–11	6–12	2–10	4–15	4–6	1–15	0,3–4
MgO	13–20	8–20	6–13	8–20	4–12	4,5–12	3–15	0,1–3
CaO	6–14	4–12	6–12	5–15	6–12	5–14	8–18	9–14
Na <sub>2</sub> O	1–3,5	0,6–3	1–2,5	0,2–3	0,5–3	1,5–2,5	0,5–3,5	1–5
K <sub>2</sub> O	0,1–0,6	0,1–1,5	0,1–0,6	0,1–1	0,2–1,5	0,1–1	0,05–2	0,1–1,5

Текстура пород такситовая, часто полосчатая. Структура габбровая или габброофитовая, в норитах – норитовая. Для меланогаббро характерна криптовая структура. В оливиновых норитах, в оливиновых габбро и троктолитах – венцовая структура. В анортозитах структура панидиоморфно-зернистая.

Широкие вариации содержания в семействе габброидов плагиоклаза, пироксенов и всех породообразующих оксидов связаны с присутствием в габброидах пород разного генезиса, в том числе кумулатов. Ортомагматические габбро по химическому составу соответствует породам семейства базальтов.

*Габброид* – термин как групповое название для пород габбро-норитовых групп, использовался также для пород тералитового состава.



Габброид

Габброиды как плутонические породы основного состава встречаются часто, но по распространённости значительно уступают своим вулканическим аналогам – базальтам.

Породы семейства равномерно-зернистые, мелко-, средне-, крупнозернистые, состоящие главным образом из комбинации



основного плагиоклаза с цветным минералом. Чаще темно-цветным минералом является клинопироксен, возможен ортопироксен или роговая обманка. Плагиоклаз – из ряда лабрадор–битовнит–анортит; клинопироксен – чаще всего диаллаг; ромбический пироксен–бронзит или гиперстен. Изменения габброидов выражаются уралитизацией и сосюритизацией (табл. 12).

Таблица 12

Породообразующие минералы габброидов

Типы	Первичные	Вторичные
Главные	Плагиоклаз средний Клинопироксен Ортопироксен	Сосюрит (агрегат) Актинолит, хлорит Серпентин, тальк
Второстепенные	Роговая обманка Оливин, биотит Кварц, ортоклаз	Серпентин Актинолит Тальк, хлорит
Акцессорные	Апатит, магнетит Титаномагнетит, циркон Хромит, шпинель	

*Троктолит* [< греч. trokter – форель + камень] – порода из семейства габброидов, состоящая существенно из высококальциевого плагиоклаза (лабрадор или битовнит 35–65 %) и оливина 35–60 % с незначительным количеством пироксена до 10 % или без него. В троктолите вокруг оливина на контакте с плагиоклазом часто отмечается венцовая (коронарная) структура. Разновидности:

– алливалит (по названию местности Алливал (Халливал), Шотландия) – разновидность троктолита с роговой обманкой более 5 %, без пироксена;

– гарризит (по названию местности Глен-Гаррис, Шотландия) (меланотроктолит) – разновидность троктолита, в ко-

торой крупные чёрные блестящие оливины имеют ветвистый габитус и ориентированы перпендикулярно расслоению;

– форелленштейн [*нем.* Forelle – форель, Stain – порода] (лейкотроколит) – местное немецкое название пятнистого трокколита.



Норит

*Норит* (назв. по имени Нор – мифического гения древней Норвегии) – габброид, в котором, в отличие от габбро, вместо клинопироксена существенной составной частью является ортопироксен (бронзит или гиперстен) и плагиоклаз (битовнит, лабрадор или андезин).

Если в норите кроме двух главных минералов (плагиоклаза и ортопироксена) присутствует в значительном количестве третий минерал, то различают соответствующие разновидности:

– кварцевый норит – порода, состоящая существенно из кальциевого плагиоклаза, кварца и ортопироксена, встречаются также ильменитовый, кордиеритовый, роговообманковый и слюдяной (биотитовый) норит;

– меланонорит – плагиоклаза менее 35 %;

– лейконорит – плагиоклаза более 65 %.

Из акцессорных минералов в норитах встречаются титанит, апатит, циркон, титаномагнетит. Структура норита обычно гипидиоморфно-зернистая; текстура массивная или трахитоидная. Отличительная особенность норита – наличие ромбического пироксена вместо моноклинного; если присутствуют оба пироксена, порода называется габбро-норит. Применяется норит как строительный камень, залегает в составе крупных расслоенных интрузивов основных и ультраосновных пород, в анортозитовых комплексах раннего докембрия, в анортозит-рапакиви гранитных ассоциациях; иногда норит

слагает самостоятельные интрузивы. С норитами связаны месторождения медно-никелевых руд, редко содержащих платиноиды, а также месторождения апатит-магнетит-ильменитовых руд. Используется норит в строительстве и как облицовочный материал.

*Габбро* (по названию местности в области Тоскана, Италия) – плутоническая порода семейства габброидов, состоящая главным образом из кальциевого плагиоклаза, пироксена, оксидов железа.

Структура кристаллически-зернистая, мелко-, средне- и крупнозернистая, габбровая или габбро-офитовая. Плагиоклаз основного состава (анортитового компонента более 50 %) – светлый минерал, пироксен – обычно тёмно-зелёный диопсид. Эти минералы, прорастая друг в друга, образуют легкоузнаваемую по красивой пёстрой окраске породу.



Габбро

Совместно с плагиоклазом и клинопироксеном присутствует оливин, ортопироксен, амфибол (роговая обманка). Аксессуарные минералы – апатит, сфен, рудный минерал (титаномагнетит).

Текстура такситовая, полосчатая – из вытянутых полос тёмного пироксена и светлого плагиоклаза.

Разновидности:

– эвкриты [*< греч. eukritos – ясный, определённый*] – габбро с очень основным плагиоклазом (битовнит, анортит), термин не рекомендуется использовать;

– меланогаббро – содержание плагиоклаза менее 35 %;

– лейкогаббро – содержание плагиоклаза более 65 %;

– тылайит (по названию местности Тылай-Камень, район р. Косьвы, Сев. Урал) – мафическая разновидность габбро, состоя-

шая из зелёного хром-диопсида, оливина и второстепенного высококальциевого плагиоклаза.

Цвет габбро тёмно-серый, тёмно-зелёный до чёрного. Порода твёрдая, очень прочная.

Формы залегания – дайки, штоки, лакколиты, лополиты, достигающие иногда площади в десятки тысяч квадратных километров. Породы семейства концентрируются в верхних частях интрузивов, где переходят в диориты и сиениты; на глубине они сменяются ультраосновными породами. Вулканический аналог габбро – базальт, гипабиссальный – долерит.

Изменения пород связаны с воздействием постмагматических гидротермальных растворов и выражаются в сосюритизации – замещении пироксена тонковолокнистой роговой обманкой, а плагиоклаза – смесью мелкозернистых эпидота, альбита, цоизита, мусковита, кварца с примесью актинолита, хлорита; этот минеральный агрегат назвали «сосюрит» (в честь австрийского естествоиспытателя Ораса Сосюра (1740–1799), впервые исследовавшего геологическое строение Альп), а процесс изменения породы – сосюритизация: в результате порода полностью или частично утрачивает кристаллически-зернистое строение, становится менее прочной и твёрдой, приобретает сланцеватую текстуру и зелёную окраску. Эти изменения по своей сути – метаморфизм в условиях низких и умеренных температур и давления; в условиях высокотемпературного метаморфизма габбро переходит в ортоамфиболит.

На территории России массивы габбро распространены на Сев. Урале, где с ними ассоциируют месторождения платины, а также на Кольском полуострове, Алтае, в Забайкалье. С массивами габбро связаны месторождения железа, титана, хрома.

Применяется габбро как строительный камень (крупный заполнитель в бетонах, щебень для отсыпки дорожного полотна и т.п.); материал для облицовки цоколей, наружных стен,

лестниц, входов, ограждений; брусчатка для мощения площадей, улиц.

*Анортозит* [ $<$  фр. *anorthose* – плагиоклаз] (плагиоклазит) – лейкократовая plutonicкая порода, состоящая почти исключительно из основного, редко среднего плагиоклаза с очень малым содержанием пироксена.



Анортозит

Структура полнокристаллическая, средне- и крупнозернистая, иногда гигантозернистая (зёрна до 4–6 см), панидиоморфно-зернистая. Текстура массивная, однородная. По основности плагиоклаза, кроме существенно анортитового (собственно анортозит), также выделяют битовнитовый анортозит (битовнитит), образующий слои в расслоённых интрузивах и лабрадоритовый анортозит (лабрадорит). Анортозиты слагают обширные самостоятельные массивы, в которых иногда плавно переходят в гиперстеновое габбро и граниты. Это типичные интрузивные породы глубинного происхождения. Изменения состоят главным образом в сосюритизации.

На территории России встречены в основном на Кольском полуострове, в Карелии. Применяется как и габбро, но больше как облицовочный камень.

*Лабрадорит* (назван по месту первой находки на полуострове Лабрадор, Канада) – plutonicкая горная порода, сложенная исключительно минералом лабрадором.



Лабрадорит

Кроме плагиоклаза (лабрадор) в составе часто встреча-

ются ортопироксен, клинопироксен, оливин, ильменит, титаномагнетит и др. Средний минеральный состав лабрадоритов: лабрадор – 85 %, кварц – 7 %, пироксен – 3 %, калишпат – 3 % и другие – 2 %.

Структура равномерно-кристаллическая, крупнозернистая, панидиоморфная; текстура массивная. Формы залегания: дайки, штоки, лакколиты, лополиты. Отдельность пластовая, параллелепипедная. Лабрадориты относятся к породам твёрдым, относительно хрупким; плотность 2,7–2,86 г/см<sup>3</sup>; прочность  $R_c = 160$  МПа. Цвет лабрадоритов может варьировать от серого, серо-коричневого до почти чёрного, но встречаются и светлые разновидности. Обычно отдельные камни имеют цветные переливы в сине-зелёных тонах. Некоторые кристаллы имеют голубую, синюю, реже зелёную, золотистую или даже красную иризацию (радужное сияние на сколе по спайности или после полировки при ярком дневном освещении). При изменении угла зрения одни кристаллы перестают иризировать, зато «вспыхивают» яркими огоньками другие. Некоторые образцы содержат до нескольких тысяч иризирующих кристаллов на 1 м<sup>2</sup>.

Лабрадорит хорошо поддаётся обработке: резке, шлифовке, полировке.

Применяется как высококачественный облицовочный камень в основном в монументальной архитектуре. Лабрадоритами облицованы многие станции метро Москвы, Санкт-Петербурга, ими облицован Мавзолей, цоколь гостиницы «Москва» и аллеи городов-героев в Александровском саду и др. С магматическими комплексами лабрадоритов связаны месторождения титана, хрома, платины.

*Лабрадит* – гигантозернистый лабрадорит. В настоящее время термин используется как торговая марка для крупных или необычных лабрадоритов.

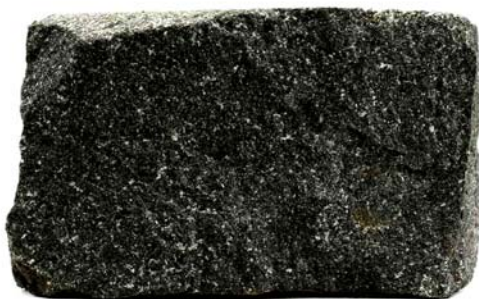
*Оливиновый норит* – норит, содержащий существенное количество оливина (третий главный минерал вместе с плагиоклазом и ортопироксеном). Порода обладает характерной

шаровой отдельностью, венцовыми (коронарными) структурами породообразующих минералов, когда пироксен обрастает каймами зёрен оливина.

*Оливиновый габбро-норит* – порода, содержащая от 10 до 90 % кальциевого плагиоклаза, сопровождаемая оливином и оливином с пироксенами в разных количествах. Разновидности по типу плагиоклаза названы выше.

*Оливиновое габбро* – порода, содержащая в качестве главных минералов, присущих габбро: плагиоклаз (35–65 %) и клинопироксен (до 60 %), также оливин (%) с присутствием в качестве аксессуарных минералов ортопироксена и амфибола (роговая обманка).

*Габбро-норит* – собирательный термин для plutonic породы, состоящей из кальциевого плагиоклаза и примерно в равных количествах орто- и клинопироксены. Потенциально габбронорит, как и норит и анортозит, может являться сырьём для производства глинозёма.



Габбро-норит

### ***Основные plutonic породы. Умереннощелочные***

К умереннощелочным plutonic основным породам относятся монцогаббро и эссекситы (табл. 13).

Таблица 13

Семейства умереннощелочных плутонических  
основных пород

Показатель	7. Монцогаббро	8. Эссекситы
	Монцогаббро	Эссексит
Модальный минеральный состав, об. %:		
Pl	30–60	30–40
Fsp	5–15	5–20
Срх		20–40
Bt	Срх + Bt + Ol = 30–40	+, –
Ol		0–10
Hbl	+, –, менее 5	
Anc		0–5
Ne		0–10
Am		+, –
Орх	+	
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:		
SiO <sub>2</sub>	48–52	46–50
TiO <sub>2</sub>	0,5–2	2–4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16–19	13–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–6	3–6
FeO	4–7	6–8
MgO	5–8	3–6
CaO	8–10	6–9
Na <sub>2</sub> O	2–4	3–5
K <sub>2</sub> O	3–5	1–4



Некоторые разновидности по характерным минералам:

– для монцогаббро: роговообманковые; кварцсодержащие; монцогаббронорит – при  $S_{rx} = O_{rx}$ ; монцонорит – при  $O_{rx} \gg S_{rx}$ ;

– для эссекситов: оливиновые (кринаниты); роговообманковые и др.

Характерные особенности семейств и видов:

– для монцогаббро: идиоморфизм плагиоклаза относительно полевого шпата; реакционные соотношения темноцветных минералов;

– для эссекситов: клинопироксен–титанавгит; амфибол–керсутит; идиоморфизм темноцветных минералов относительно полевых шпатов и фойдов.

**7. Монцогаббро.** Монцогаббро (по названию горы Монцони, Италия) – плутоническая габброидная порода, содержащая как существенные минералы ортоклаз и кальциевый плагиоклаз; термин предложен для замены «сиеногаббро».



Монцогаббро

Разновидности:

- роговообманковые,
- кварцсодержащие,
- монцогаббронорит – при содержании обоих пироксенов примерно одинаково,

– монцонорит – порода габбрового состава, обогащённая гиперстеном, содержащая плагиоклаз (олигоклаз-лабрадор) и существенное количество ортоклаза.

**8. Эссекиты.** Эссекит (по названию района Эссекс, Массачусет, США) (нефелиновый монцодиорит) – plutonic порода с равномерно-зернистой или слабо выраженной порфировидной структурой; состоит из основного или среднего плагиоклаза, подчинённого количества ортоклаза, фиолетового (титан-авгит) или зеленоватого клинопироксена, красно-бурого биотита; в небольших количествах могут присутствовать нефелин, канкринит, содалит, вторичный анальцим, оливин; аксессуарные минералы – апатит, ильменит, сфен.



Эссекит

Разновидности:

– эссекит-порфирит – гипабиссальная (жильная) разновидность, содержащая фенокристаллы плагиоклаза;

– эссекит-диабаз – гипабиссальная разновидность с диабазовой структурой;

– кринанит (по названию местности Лох Кринан, Шотландия) – оливиновая разновидность эссекита, гипабиссальная разновидность анальцим-оливинового долерита или габбро, состоящая из оливина, титан-авгита и лабрадора; второстепенный –

анальцит (до 60 %). Хотя кринанит содержит меньше анальцита и больше оливина, чем тешенит (см. Габброиды щелочные), эти названия взаимозаменяемые.

### ***Основные plutонические породы. Щелочные***

**9. Габброиды щелочные.** Характеристики щелочных plutонических основных пород приведены в табл. 14.

Таблица 14

Семейства щелочных plutонических основных пород

Показатель	9. Габброиды щелочные			
	Тералит	Тешенит	Шонкинит	Малиннит
Модальный минеральный состав, об. %:				
Ne	10–30		5–10	15–25
Pl	20–40 (60)	20–40		
Ol	0–20	0–10	0–20	
Cpx	10–40	20–50	30–70	5–15
Anc		10–20		
Am		+		0–10
Bt		+		
Fsp		+	10–40	40–50
Lc <sup>1</sup>			5–20	
Can				2–25
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	44–49	45–49	47–50	48–53
TiO <sub>2</sub>	2–3	2–5	0,5–3	0,7–5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13–30	13–18	11–16	12–19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–9	2–6	3–8	3–13

Показатель	9. Габброиды щелочные			
	Тералит	Тешенит	Шонкинит	Малиньит
FeO	2–9	4–6	4–7	1–9
MgO	0,2–6	6–10	2–8	1–6
CaO	4–14	4–10	5–12	1–8
Na <sub>2</sub> O	5–14	4–9	2–6	3–12
K <sub>2</sub> O	1–4	1–3	3–7	2–7

Некоторые разновидности по характерному минералу (и второстепенному):

- тералита – биотитовый, псевдолейцитовый;
- тешенита – амфиболовый, нефелиновый, ортоклазовый;
- шонкинита – флогопитовый, нефелиновый, плагиоклазовый;
- малиньита – амфиболовый, биотитовый, гранатовый.

Разновидности по составу характерного минерала:

- тералита – титан-авгитовый, эгирин-авгитовый, керсутитовый;
- тешенита – авгитовый, керсутитовый;
- шонкинита – авгитовый, биотитовый;
- малиньита – авгитовый, эгирин-авгитовый.

Характерные особенности видов:

- тералита: структура гипидиоморфно-зернистая;
- тешенита: структура панидиоморфно-зернистая;
- шонкинита: структура порфировидная, гипидиоморфно-зернистая;
- малиньита: структура средне- и мелкозернистая, иногда порфировидная.

Тешенит с содержанием альцима менее 10 % должен быть отнесён к основным умереннощелочным породам.

У малиньита частая ассоциация с фойдолитами.

Щелочные габброиды по минеральному составу занимают промежуточное положение между нефелиновыми сиенитами и габбро. С габбро их сближает высокое содержание темноцветных минералов, присутствие основных и средних плагиоклазов; с нефелиновыми сиенитами – присутствие переменных количеств фельдшпатоидов и калинатрового полевого шпата (табл. 15). Количество темноцветов не ниже 30–35 %, а иногда 70–80 %. Наиболее распространённые темноцветы в щелочных габброидах: титан-авгит, баркевикит, биотит, нередок авгит. Оба пироксена могут быть окружены каёмками эгирин-авгита.

Таблица 15

Породообразующие минералы щелочных габброидов

Группа минералов	Первичные	Вторичные
Главные	Плагиоклаз основной, калишпат, нефелин, лейцит, моноклинные пироксены, в т.ч. щелочные.	Эпидот, каолинит, альбит, актинолит, цеолиты, хлорит
Второстепенные	Оливин, биотит, щелочные амфиболы	
Акцессорные	Сфен, апатит, ильменит, титаномагнетит	

Структуры щелочных габброидов равномерно-зернистые, порфиroidные, гипидиоморфно-зернистые с идиоморфизмом темноцветов и плагиоклаза по отношению к фельдшпатоидам и калинатровому полевоому шпату. Текстуры массивные, шлировые полосчатые.

Щелочные габброиды по условиям залегания могут быть plutonic и гипабиссальные (дайковые, жильные); по структурно-текстурным признакам плохо различимы. Породы семейства имеют ограниченную распространённость, обычно они образуют ассоциации с другими фельдшпатоидными породами.

*Тешенит* [Тешен – немецкое название города, расположенного на границе Польши (Цешин) и Чехии (Тешин)] – анальцимовое габбро, тёмная полнокристаллическая плутоническая или гипабиссальная (жильная) порода, состоящая из плагиоклаза (лабрадор или битовнит), анальцима (реже другой цеолит), клинопироксен (титан-авгит); аксессуарные – апатит, титаномагнетит.



Тешенит

Характерным для тешенита является: наличие летучих компонентов – воды и пятиоксида фосфора; представительство анальцима в качестве фельдшпатоида; присутствие калишпата, но в малых количествах.

Разновидности: меланократовый тешенит (юсит); лейкократовые (гленмурит, березит, лугарит); амфиболовый (богунит); оливинный (кринанит); ортоклазовый (баршовит) и др.

Вулканический аналог тешенита – анальцимовый тефрит.

Залегают тешениты в виде силлов, пластовых тел, даек, мелких штоков; нередко встречаются совместно с другими щелочными габброидами. На территории России встречены в Кузнецком Алатау, других районах.

Используется как строительный камень, облицовочный материал.

*Тералит* [*< греч. therao – очень похожий*] – разновидность нефелинового габбро, состоящая существенно из титан-авгита, лабрадора, нефелина; оливин является непостоянной, но иногда главной составной частью.



Тералит

*Шонкинит* (Шонкин – индейское название горы Хайвуд, штат Монтана, США) – меланократовая, щелочная крупнозернистая порода, содержащая обилие клинопироксена (авгит), некоторое количество оливина, биотита или роговой обманки и существенное количество щелочного полевого шпата и фельдшпатоидов (обычно нефелина). По составу порода очень близка к богатому пироксеном нефелиновому сиениту.

*Малиньит* (по названию реки Малинья, Онтарио, Канада) – меланократовый нефелиновый сиенит, содержащий обилие эгирин-авгита и приблизительно равные количества ортоклаза и нефелина. Могут присутствовать другие мафические минералы (амфибол, биотит, гранат).

**10. Фоидолиты основные.** Характеристики щелочных плутонических основных пород – фоидолитов основных – приведены в табл. 16.

Таблица 16

## Семейства щелочных плутонических основных пород

Показатель	10. Фоидолиты основные			
	Полевошпатовый ийолит	Полевошпатовый уртит	Тавит	Фергусит
Модальный минеральный состав, об. %:				
Ne	30–50	70–90		
Срх	30–50	5–20	5–20	30–50
Fsp	5–10 (до 30)	5–10 (до 30)	0–20	До 10
Sod			50–70	
Lc				40–60
Граничное содержание породобразующих оксидов, об. %:				
SiO <sub>2</sub>	44–50	44–50	44–49	44–50
TiO <sub>2</sub>	1–5	0,2–3	0–2	0,502
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–24	22–30	18–23	11–19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2–13	1–3	1–5	3–7
FeO	1–9	1–2	1–2	2–4
MgO	1–4	Сл.–4	0,3–1,5	2–7
CaO	1–8	0,2–10	0,8–1,5	6–13
Na <sub>2</sub> O	8–12	10–15	15–17	1–5
K <sub>2</sub> O	2–7	3–6	1–2	6–9

Фоидолиты основные – одно из 19 семейств щелочных горных пород. Типоморфными породобразующими минералами семейства являются: натриевые и калиевые (щелочные) фельдшпатоиды (нефелин, лейцит, содалит), клинопироксен щелочной (эгирин, эгирин-авгит), щелочные полевые шпаты (ортоклаз, санидин).



Некоторые разновидности:

– по существенному второстепенному минералу:  
полевошпатовых ийолита и уррита: амфиболовые, биотитовые, канкринитовые, анальцимовые;

тавита: биотитовый, флогопитовый;

фергусита: биотитовый, плагиоклазовый, нефелиновый;

– по составу характерного минерала:  
полевошпатовых ийолита и уррита: эгириновые, титанавгитовые, авгитовые, арфведсонитовые;

тавита: эгириновый, арфведсонитовый;

фергусита: диопсид-авгитовый, флогопитовый.

Характерные особенности видов:

– полевошпатовых ийолита и уррита: структуры панидиоморфно-зернистые, гипидиоморфно-зернистые, реже пойкилитовые;

– тавита: порода редкая, повышенная роль летучих компонентов;

– фергусита: структура порфириовидная, оцеллярная.

*Полевошпатовый ийолит* основного состава отличается от ультраосновного фойдолита появлением в качестве породообразующего минерала полевого шпата в количестве 5–10 % (до 30) в основном за счёт уменьшения фельдшпатоида нефелина и акцессорного титаномагнетита.



Полевошпатовый ийолит

*Полевошпатовый уртит* основного состава отличается от ультраосновного фойдолита уртита появлением в качестве породообразующего минерала полевого шпата в количестве 5–10 % (до 25 %) в основном за счёт уменьшения клинопироксена и аксессуарного титаномагнетита.

*Тавит* (по названию долины Тавайок, Кольский полуостров, Россия) – характерный представитель натриевой серии и апаитовых плутонических щелочных пород; рассматривается как разновидность содалитита; главными минералами являются содалит (до 70 %) и эгирин (до 20 %); могут присутствовать щелочной полевой шпат, арфведсонит, нефелин, цеолиты, эвдиалит. Структура чаще всего пойкилитовая. Морфология: крупные призмы эгирина включают содалит, полевой шпат располагается в промежутках между содалитом и пироксеном. Летучие компоненты: хлор, фтор, сера.

*Фергусит* (по названию Фергес Каунти, горы Хайвуд, штат Монтана, США) – кристаллически-зернистая щелочная порода, содержащая до 70 % псевдоморфоз лейцита (псевдоморфоз ортоклаза, нефелина, кальсилита, анальцима по лейциту) и 30–50 % пироксена (эгирин-авгит или диопсид). В качестве примесей наблюдаются биотит, оливин, апатит, рудные минералы. Структура обычно оцеллярная, из-за чего имеет характерный пятнистый внешний вид.

**11. Фойдовые монцогаббро.** Фойдовые монцогаббро относятся к группе щелочных фельдшпатоидных пород, систематика которых сложна и слабо разработана (табл. 17). В специальной геологической литературе упоминаются десятки видов и разновидностей пород, имеющих собственные названия и по химическому составу могут быть отнесены к основным или средним породам.

Разновидности пород:

– по характерному минералу (в том числе второстепенному):

сэрнаит: биотитовый, амфиболовый, нефелиновый, флогопитовый;

науяит: амфиболовый, анальцимовый;

рисчоррит: амфиболовый, биотитовый;

Таблица 17

Семейства щелочных плутонических основных пород

Показатель	11. Фоидовые монцогаббро		
	Сэрнаит	Науяит	Рисчоррит
Модальный минеральный состав, об. %:			
Fsp	40–50	20–40	40–70
Ne	15–25	5–20	20–40
Can	2–25		
Cpx	5–15	5–10	5–20
Am	+,–	0–10	0–10
Bt	+,–		
Sod		30–50	
Lep			0–10
Граничное содержание породообразующих минералов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	45–53	44–50	49–52
TiO <sub>2</sub>	0,5–1	0,2–0,6	0,7–1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16–20	20–25	20–24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1–5	3–5	2–5
FeO	1,5–2	0,5–3	1–2,5
MgO	0,7–2,6	0–2	0,5–1,5
CaO	4–9,5	0,5–4	0,8–2
Na <sub>2</sub> O	7,5–12	11–20	5–11
K <sub>2</sub> O	3–6	1–3	7–12

– по составу характерного минерала:  
сернаит: эгирин – салитовый;  
науяит и рисчоррит: эгириновый, арфведсонитовый.

*Сернаит* – лейкократовая разновидность канкринитового нефелинового сиенита с табличками пертитового ортоклаза, иногда трахитоидальная порода, содержащая призмы эгирина-авгита. Структура гипидиоморфно-зернистая, редко пойкилитовая.

*Науяит* (по названию местности Науякасих, Гренландия) – местное название для агпаитовой разновидности нефелин-содалитового сиенита, содержание содалита в породе может превышать 50 %. Характерна пойкилитовая структура с мелкими кристаллами содалита в более крупных зёрнах щелочно-полевого шпата с арфведсонитом, эгирином и эвдиалитом. Порода редкая.

*Рисчоррит* (по названию горы Рисчор, Хибины, Россия) – разновидность биотитсодержащего нефелинового сиенита, в котором кристаллы нефелина пойкилитически включены в микроклипертит. Темноцветы: лепидомелан, эгирин-авгит, иногда с примесью астрофиллита, часто присутствующего.

### **3.4.3. Средние горные породы**

Средние горные породы – магматические породы, содержащие 53–64(±3) % кремнезёма. По химическому и минеральному составу породы подразделяются на три ветви (подотряды): нормальную, субщелочную (нормальнощелочную), щелочную.

К подотряду нормально- и низкощелочных пород принадлежат плутонические диориты и их вулканические аналоги андезитобазальты, бониниты-марианиты и андезиты.

К подотряду умереннощелочных (субщелочных) принадлежат плутонические монцониты, сиениты и вулканические трахиандезитобазальты, трахиандезиты-латиты, трахиты.

К подотряду щелочных относят плутонические щелочные сиениты (бесфельдшпатоидные), фельдшпатоидные сиениты и вулканические щелочные трахиты, тефрифонолиты, фонолиты.

По распространённости в земной коре среди средних пород плутонические породы резко уступают вулканическим, прежде всего андезитам, занимающим второе место по распространённости после базальтов (андезитов около 23 % всех магматических пород); особенно широко андезиты и андезибазальты распространены в зонах континентальных окраин и островных дуг. Плутонические средние породы слагают небольшие массивы, с которыми нередко бывают связаны рудные месторождения. Субщелочные средние породы встречаются главным образом в областях тектонической и магматической (тектономагматической) активности.

### **Средние плутонические породы**

Средние плутонические породы представлены тремя петрохимическими рядами, пятью семействами (12–16):

- нормальнощелочные:
  - 12) диориты;
- умереннощелочные:
  - 13) монцониты;
  - 14) сиениты;
- щелочные
  - 15) щелочные сиениты;
  - 16) фельдшпатоидные сиениты.

### ***Плутонические средние породы. Нормально- и низкощелочные***

К нормальнощелочным плутоническим породам относятся диориты (табл. 18).

Таблица 18

## Семейства нормально- и низкощелочных плутонических средних пород

Показатель	12. Диориты		
	Габбродиорит	Диорит	Кварцевый диорит
Модальный минеральный состав, об. %:			
Pl	(Pl <sub>40-60</sub> ) 50–60	(Pl <sub>25-50</sub> ) 60–80	(Pl <sub>20-45</sub> ) 50–70
Hbl	0–20	0–35	10–30
Срх	20–30	5–20	Редок
Орх			Редок
Bt		0–30	0–30
Ol	0–10		
G		5	5–15
Fsp		+	5
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	52–54	53–58	57–64
TiO <sub>2</sub>	1–2	0,3–1,5	0,2–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–20	14–20	14–20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–7	1,5–5	0,5–6
FeO	5–8	3–6	0,7–7
MgO	4–8	0,8–6	0,6–6
CaO	3–8	4–9	1–8
Na <sub>2</sub> O	2–4	2–6,5	2–6
K <sub>2</sub> O	0,3–2	0,3–2	0,2–2,5

**12. Диориты.** Диориты [ $\llcorner$  греч. *dioures* – различать] – семейство плутонических пород, включающее сравнительно небольшое число разновидностей, которые имеют ограниченное

распространение в природе: их доля составляет 1,8 % от общей массы магматических пород (табл. 19).

Таблица 19

### Минеральный состав диоритов

Группа минералов	Первичные	Вторичные
Главные	Плагиоклаз средний, роговая обманка	Агрегат соссюрита, серицит, актинолит
Второстепенные	Биотит, калишпат, пироксены, кварц	Хлорит, каолинит, актинолит
Акцессорные	Апатит, циркон, титаномагнетит, титанит, магнетит	

Некоторые разновидности по составу цветных компонентов: роговообманковый (уралитовый) габбродиорит; двупироксеновый, биотит-гиперстеновый, роговообманковый, биотит-роговообманковый диориты; биотитовый, авгит-биотитовый, биотит-роговообманковый кварцевые диориты. Характерная особенность диоритов: малое количество полевых шпатов, зональность плагиоклаза, уралитизация клинопироксена (авгита, диопсида).

Структура диорита кристаллически-зернистая, чаще мелкозернистая, реже порфировидная.

Текстура массивная или полосчатая, изредка встречается шаровая; довольно часты гнейсовидное сложение и шлиры (местные скопления светлых или темноцветных компонентов). Цвет серый, тёмно-серый до чёрного, иногда с зеленоватым оттенком за счёт продуктов изменения. Порода твёрдая, прочная. Формы залегания – штоки, лакколи-



Диорит

ты, участки в массивах других пород, жилы и дайки. Разновидность – диоритовый порфирит – порода с мелко- или микрозернистой основной массой и небольшими (1–3 мм) вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки или биотита; встречается в краевых зонах интрузивных тел или в пространственно связанных с ними жилах и дайках.

Разложение плагиоклаза в агрегат сосюрита или в рыхлые скопления кальцита, серицита, эпидота, каолинита; замещение роговой обманки и биотита хлоритом; разложение железосодержащих минералов с образованием минералов – окислов и гидроокислов железа.

Диориты встречены на Урале, в Крыму, ряде мест Сибири и Дальнего Востока; месторождения облицовочного диорита – на Урале, в районе Алушты (Крым). Месторождения диоритов представлены гидротермальными золотоскарновыми месторождениями железа, вольфрама, меди.

Диориты подразделяются на кварцевые и бескварцевые. К бескварцевым относят собственно диорит (с возможным невысоким содержанием кварца) и *габбродиорит*, характеризующийся вообще полным отсутствием кварца и калишпата, а также содержанием повышенного количества клинопироксена (как правило, авгит, эгирин).

*Кварцевый диорит* – полнокристаллическая порода серого и зеленовато-серого цвета, отличающаяся высокой прочностью на сжатие (180–240 МПа), средняя плотность 2740 кг/м<sup>3</sup>. Структура гипидиоморфно-зернистая от крупно- до тонкозернистой, порфириовидная; текстура массивная. Кварцевые диориты обычно совместно с диоритами слагают штоки, дайки; развитие кварцевых диоритов характерно для орогенной стадии тектогенеза. На территории России месторождения кварцевого диорита разрабатываются на Алтае (Рыбалкинское, запасы 0,8 млрд м<sup>3</sup>), где выход облицовочного камня 40 %; в Челябинской области (Смолинское, запасы 93 млн м<sup>3</sup>), в Тюменской (Подгорненское, запасы 40 млн м<sup>3</sup>) разрабатываются на щебень.



С кварцевыми диоритами ассоциируют золоторудная, скарново-магнетитовая и железорудная минерализация.

***Плутонические средние породы. Умереннощелочные***

Умереннощелочными плутоническими средними породами являются монцониты и сиениты (табл. 20).

Таблица 20

Семейства умереннощелочных плутонических средних пород

Показатель	13. Монцониты			14. Сиениты	
	Монцонит	Монцодиорит	Кварцевый монцодиорит	Сиенит	Кварцевый сиенит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Pl	20–40	40–50	45–55	10–30	10–20
Fsp	20–40	10–25	10–25	60–80	55–75
Bt +					
Px +	25–40	20–35	20–30	10–29	5–20
Hbl +					
G	0–5	0–10	5–15	0–5	5–15
Граничное содержание породобразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	53–56	54–59	58–63	56–62	60–67,5
TiO <sub>2</sub>	1–3	0,5–1,5	0,5–1	0,5–2	0,1–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16–17	14–18	14–18	14–19	14–19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2–7	2–6	2–4	1–4	0,5–3
FeO	4–7	3–6	2–5	0,5–5	0,5–4
MgO	2–6	3–6	1–5	0,2–3	0,2–3
CaO	3–7	4–7	3–7	1–5,5	0,5–4

Показатель	13. Монцониты			14. Сиениты	
	Монцонит	Монцодиорит	Кварцевый монцодиорит	Сиенит	Кварцевый сиенит
Na <sub>2</sub> O	2–4	2,5–5	2–4,5	4–6,5	3–6
K <sub>2</sub> O	3–6	1,5–3,5	1,5–3,5	4–9	3–10

**13. Монцониты.** Особенностью семейства является обязательное присутствие калий-натриевого (щелочного) полевого шпата. Основные разновидности пород семейства: биотит-авгитовые, биотит-роговообманковые, диопсидовые.



Монцонит

В приведённой классификации монцонит – промежуточная порода между сиенитом и габбродиоритом, содержащая примерно одинаковые количества плагиоклаза и калишпата с подчинённым количеством амфибола или пироксена. Термин

«монцодиорит» употребляется вместо «сиенодиорит» для plutонической породы, промежуточного состава между диоритом и сиенитом. В других названиях plutонических пород приставка «монцо» означает повышенную щёлочность за счёт наличия калишпата.

*Монцонит* (по названию горы Монцони, Италия) – полнокристаллическая горная порода, содержащая плагиоклаз (андезин), калишпат (ортоклаз); второстепенные: амфибол (роговая обманка), пироксен (авгит) и слюда (биотит).

Структура гипидиоморфно-зернистая, монцонитовая, от грубо- до тонкозернистой; текстура массивная, реже такситовая. Цвет серый, розово-серый. Физические свойства монцонита близки диориту.

Монцониты являются промежуточными породами между сиенитами и габбро; также монцониты близки к эссекситам, которые представляют более меланократовую породу, близкую к габбро.

Гиперстеновая или авгит-гиперстеновая разновидность монцонита носит название *мангерит* (по названию местности Мангер, Норвегия) – средний член чарнокитовой серии пород, эквивалентный гиперстеновому монцониту и обычно содержащий мезопертит.

Монцониты образуют лакколиты и другие небольшие интрузивы, а также автономные массивы; с монцонитами пространственно связаны вольфрамовая, молибденовая, медная, золотая минерализации.

На территории России монцониты встречены на Дальнем Востоке. Применяются в дорожном строительстве и как декоративный камень.

*Монцодиорит* промежуточная порода между монцонитом и диоритом; название было предложено и используется для замены сиенодиорита.

*Кварцевый монцодиорит* – разность монцодиорита, кварца более 10 %.

**14. Сиениты.** Сиениты – равномернозернистые или порфировидные бедные кварцем или вообще бескварцевые плутонические породы умереннощелочного ряда, совместно с их вулканическими аналогами составляют группу относительно малораспространённых пород, составляющих 0,6 % объёма земной коры.

Классификация сиенитов основана на присутствии или отсутствии известкового плагиоклаза; сиениты без известкового плагиоклаза – щелочные, с известковым плагиоклазом – нормальнощелочные или умереннощелочные. Сиениты известково-щелочного ряда, состоящие из олигоклаза, ортоклаза и преобладающей роговой обманки, являются типичными (табл. 21).

## Минеральный состав сиенитов

Минералы	Первичные	Вторичные
Главные	Калишпат, роговая обманка, плагиоклаз (альбит, олигоклаз, андезин), пироксены, биотит	Каолинит, актинолит, серицит (иногда агрегат соссюрита), хлорит
Второстепенные	Нефелин, оливин, кварц	
Акцессорные	Циркон, апатит, магнетит, титаномагнетит, сфен	

Сиенит (по названию города Сиена (теперь Асуан), Египет) – полнокристаллическая плутоническая порода, состоящая главным образом из щелочного полевого шпата (ортоклаза или микроклина) с подчинённым количеством натриевого плагиоклаза (альбит, олигоклаз) и темноцветных минералов (пироксен, роговая обманка, биотит).



Сиенит

Акцессорные – магнетит, апатит, сфен. Структура равномерно-зернистая или порфириовидная;

текстура массивная, реже гнейсовидная. Цвет розовый, красный, светло-серый, белый. Порода прочная, твёрдая. Отдельность матрацевидная.

Сиенит образуется при кристаллизации магмы, богатой  $K_2O$ .

Залегают сиениты в краевых зонах гранитных массивов, реже в виде самостоятельных небольших интрузивов: жил, штоков. Известково-щелочные сиениты образуют лакколиты или слагают краевые зоны массивов нефелиновых сиенитов.

Развитие хлорита, эпидота, уралита по темноцветным минералам; серицита, глинистых минералов, карбоната по полевому шпату.

Сиениты встречены на Урале (горы Высокая, Благодать, Ильменские); Енисейский кряж, Забайкалье (Ципкинский район) и др.

Применяется сиенит как строительный камень. На Урале с сиенитами связаны богатые месторождения железных руд.

*Кварцевый сиенит.* Породы, отнесённые к сиенитам, по составу близки к гранитам (в том числе по содержанию кремнезёма), поэтому для большей определённости сиенитами принято называть лишь породы вполне бескварцевые, а содержащие кварц породы называют кварцевыми сиенитами.

### ***Плутонические средние породы. Щелочные***

Щелочными плутоническими средними породами являются щелочные и фельдшпатоидные сиениты (табл. 22).

**15. Щелочные сиениты.** *Щелочной сиенит* (бесфельдшпатоидный сиенит) плутоническая горная порода с характерными особенностями: наличие щелочного клинопироксена (жадеит, авгит, эгирин, сподумен), щелочного амфибола (роговая обманка, глаукофан, рибекит и др.) при широких колебаниях количества калиево-натриевого и калиевого полевого шпата и альбита; отсутствие фельдшпатоидов.

Некоторые разновидности:

- рибекитовый;
- арфведсонитовый;
- нордмаркит (по названию района Нордмарка, Норвегия) – кварцсодержащий щелочно-полевошпатовый сиенит, состоящий главным образом из микропертита с второстепенными биотитом, щелочными амфиболом или пироксеном;
- пуласкит (по названию района Пуласки, США) – щелочно-полевошпатовый сиенит, содержащий щелочной полевой шпат, немного натриевых пироксенов и амфиболов, биотита, и незначительное количество нефелина;

## Семейства щелочных плутонических средних пород

Показатель	15. Щелочные сиениты	16. Фельдшпатоидные сиениты					
	Щелочной сиенит	Фойяит	Луяврит	Мариуполит	Миаскит	Псевдолейцитовый сиенит	Сыннырит
Модальный минеральный состав, об. %:							
Ab	0–50	0–5	5–10	40–60	0–20		
Fsp	20–70	30–50	35–40	5–30	20–40	20–50	55–75
alk Cpx	(1–35)	5–10	10–30				
G	0–3						
Ne		25–40	20–45		20–30	0–10	0–10
alk Am	(1–35)	0–15	0–30				
Aeg				15–30			
Lep(Bt)				+	5–20	0–10	0–5
Am				+, –	0–20		
Lc <sup>1</sup>						25–70	20–80
Cpx						5–20	0–5
Ks						0–10	10–35

Окончание табл. 22

Показатель	15. Щелочные сиениты	16. Фельдшпатоидные сиениты					
	Щелочной сиенит	Фойяит	Луяврит	Мариуполит	Миаскит	Псевдолейцитовый сиенит	Сыннырит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:							
SiO <sub>2</sub>	56–66	54–57	52–55	55–62	54–60	54–59	53–58
TiO <sub>2</sub>	0,1–1,5	0,2–1,5	1–4	0,1–1	0,1–1,5	0,1–0,7	0,1–0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,5–20	16–23	10–17	16–24	20–24	20–23	17–23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,5–6,5	2–4	5–10	2–6	0,5–3	0,5–3	0,5–5
FeO	1–5	0,5–4	1,5–4	0,5–2	1–2	0,3–2	0,3–2
MgO	0,3–5	0,5–1,5	1–4	0,1–1,5	0,3–1,5	0,3–0,8	0,3–1
CaO	1,5–6,5	1–3	0,7–3	0,5–4	0,5–2,5	0,5–3	0,2–2
Na <sub>2</sub> O	3–11	8–12	7–10	9–13	6–10	0,8–3	0,5–2,5
K <sub>2</sub> O	0,2–8	5–8	4,5–5,5	3–4	5–10	15–20	16–20

– тенсбергит (по названию местности Тенсберг, Норвегия) – щелочно-полевошпатовый сиенит, в котором щелочной полевой шпат имеет ромбовидную форму; встречается как красная изменённая разность ларвикита;

– умптекит (по названию района Умптек, Кольский полуостров, Россия) – щелочно-полевошпатовый сиенит, состоящий из микропертита, арфведсонита и эгирина.

**16. Фельдшпатоидные сиениты.** Горные породы семейства фельдшпатоидных сиенитов обычно обозначаются общим названием «нефелиновый сиенит» (кроме псевдолейцитового сиенита и сыннырита), так как они состоят существенно из щелочного полевого шпата и нефелина, редко другого фельдшпатоида и небольшого количества цветных минералов. Видовое название сиенита (нефелиновый, лейцитовый, псевдолейцитовый, кальсилитовый, содалитовый, анальцимовый, канкринитовый) даётся после диагностики фельдшпатоидов.

*Нефелиновый сиенит* – полнокристаллическая, средне-, реже крупнозернистая порода.



Нефелиновый сиенит

Текстура массивная, иногда полосчатая и трахитоидная, близкая к флюидальной. Состав: полевые шпаты (ортоклаз, микроклин; известково-натриевый плагиоклаз – альбит редок, кроме мариуполита) – до 75 %; нефелин – 20 % и более; вто-



ростепенные темноцветные минералы, преимущественно щелочные пироксены (эгирин, эгирин-авгит и др.), иногда железистый биотит (лепидомелан); аксессуарные минералы (апатит, сфен, циркон, перовскит, эвдиалит и др.).

Цвет светло-серый с зеленоватым или красновато-желтоватым и часто голубоватым оттенками. Формы залегания: крупные расслоённые интрузивы, лакколиты, жилы, штоки и др.

Изменения: разложение нефелина, очень легко поддающегося химическому разрушению с образованием гидронфелина.

На территории России встречены на Кольском полуострове, на Урале, в Восточной Сибири и др.

Добыча и использование сиенитов обусловлено высоким содержанием в них нефелина. При содержании глинозёма более 23 % нефелиновые сиениты – руда на алюминий. Используются также в стекольной промышленности. С нефелиновыми сиенитами связаны месторождения апатита, графита.

*Фойяит* (по названию горы Фоя, Португалия) – полнокристаллическая, мелко- и среднезернистая порода. Структура гипидиоморфно-зернистая или трахитовая (фойяитовая), образованная лейстами щелочного полевого шпата.

Текстура массивная.

Фойяит отличается от других нефелиновых пород относительно высоким содержанием кремнезёма, алюминия и щелочей, низким содержанием железа, что придаёт породе лейкократовый характер. Цвет желтовато-белый, белый, серый, светло-серый. Порода редкая, практического значения не имеет.



Фойяит

Разновидность – *ювит* (по названию местности Ювет, Норвегия) – крупнозернистая порода, не содержащая альбита или плагиоклаза.



Луяврит

*Луяврит* (по названию местности Луявр-Урт, комплекс Ловозеро, Кольский полуостров Россия) – мелко- и среднезернистая порода с характерной ясной трахитоидностью, выразившейся в субпараллельном раположении табличек калиево-натриевого полевого шпата; проращение игольчатым эгирином полевого шпата и эгирина.

Порода мезо- и меланократовая, агпайтовая разность нефелиновых сиенитов.

Главные минералы:

- полевые шпаты (микроклин-пертит) 35–50 %;
- фельдшпатоиды (нефелин) 20–45 %;
- плагиоклаз (альбит) 5–10 %;
- щелочной клинопироксен (эгирин) 10–30 %;
- щелочной амфибол (арфведсонит) 0–30 %.

Второстепенные минералы: апатит, эвдиалит, лампрофиллит. Отмечается обилие минералов, богатых несовместимыми элементами, такими как РЗЭ (лантан, церий, неодим и др.), уран, торий, литий.

*Мариуполит* (назван по Мариуполю, Украина) – лейкократовый нефелиновый сиенит. Основные особенности: отсутствие калиевого полевого шпата, ведущая роль альбита, нефелина и эгирина (игольчатого). Аксессуарные минералы: циркон, пироксен, апатит, ильменит. Структура и состав непостоянны.

*Канадит* – меланократовая, не содержащая калиевого и калиево-натриевого полевого шпата, разновидность мариуполита, в которой полевой шпат – существенно альбит или натриевый плагиоклаз, с обилием мафических минералов биотита и амфибола.

*Миаскит* (по названию реки Миасс, Урал, Россия) – лейкократовый нефелиновый сиенит с олигоклазом и пертитовым ортоклазом. Породообразующие главные и второстепенные минералы приведены в табл. 22. Вторичные минералы – канкринит и либенерит. Акцессорные минералы – апатит, сфен и др.

Порода средне- и крупнозернистая. Структура аллотриоморфная и гнейсовидная; текстура часто полосчатая и неоднородная. Цвет от светло-серого до тёмно-серого, иногда розовый, зеленоватый. Лепидомелан в породе плеохроичен.



Миаскит

В России массивы миаскита встречаются на Южном Урале и в Тыве.

*Хибинит* (назван по Хибинскому щелочному массиву, в котором хибиниты слагают внешнее кольцо нефелиновых сиенитов) – грубозернистая разновидность нефелинового сиенита. Состоит из крупных лейст щелочного полевого шпата, нефелина и арфведсонита. Часто содержит в значительных количествах эвдиалит, энigmatит, титанит, лампрофиллит. Текстура массивная.

*Сыннырит* (назван по Сыннырскому массиву, Байкальский рифт, Сибирь, Россия) – псевдолейцитовый фельдшпатоидный сиенит, порфирировидные скрытокристаллические скопления овоидов (яйцеподобных) со структурой распада лейцита на кальсилит и ортоклаз, а также на нефелин и ортоклаз. Разновидности по второстепенному минералу: биотитовый, диопсидовый, гранатовый и другие сынныриты.

*Псевдолейцитовый сиенит* – фельдшпатоидный сиенит, состоящий в основном из псевдолейцита (состав см. табл. 22). Псевдолейцит (смесь ортоклаза и нефелина) сохраняет форму

кристаллов первичного лейцита или образует округлые или многоугольные скопления ортоклаза и нефелина. Разновидности: амфиболовый, биотитовый, порфирированный.

#### **3.4.4. Кислые и ультракислые горные породы**

Кислые и ультракислые горные породы – лейкократовые магматические силикатные горные породы с высоким содержанием кремнезёма 63–78(93) %.

Кислые породы являются самыми распространёнными в земной коре на всех континентах. На долю плутонических кислых пород (гранитоидов) приходится около 50 % от всех магматических пород; на долю вулканитов – 13 %.

Избыток кремнезёма выделяется в виде кристаллического кварца в плутонических породах; или входит в состав стекла основной массы в вулканических. Породообразующие минералы кислых магматических пород: кварц, щелочной полевошпат (ортоклаз, реже микроклин, санидин), кислый плагиоклаз (альбит, олигоклаз, редко андезин), цветные минералы (биотит, амфибол, пироксены); акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, магнетит, сфен, титанит, рутил, ильменит.

В зависимости от генезиса кислые магматические породы подразделяются на три класса:

- 1) плутонические – породы с полнокристаллической структурой;
- 2) вулканические – породы порфирированной структуры со стеклом;
- 3) гипабиссальные – породы мелко- или скрытокристаллические.

#### **Кислые плутонические породы**

*Гранитоиды* [< лат. granum – зерно и греч. eidos – вид, подобие] – термин, рекомендованный в данное время для предварительной классификации пород, предположительно идентифицированных как гранит, гранодиорит, тоналит и др.

Гранитоидами можно называть все породы отряда кислых плутонических пород, тем более, если учесть, что первоначально термин использовался для пород, имеющих сходство с гранитом, затем как синоним гранитной породы, т.е. это любая плутоническая порода, состоящая существенно из кварца, щелочного полевого шпата и (или) плагиоклаза.

Гранитные породы играют огромную роль в строении земной коры, но в отличие от других магматических пород граниты встречаются только на Земле и пока не установлены ни среди метеоритов, или на других планетах Солнечной системы. «Гранит – визитная карточка Земли», – утверждают геологи.

С другой стороны, Земля возникла из такого же вещества, что и другие планеты земной группы. Реконструируемый экспериментальной петрологией первичный состав Земли оказался близким составу хондритов; из таких пород могут выплавляться базальты, но никак не граниты.

*Хондриты* [< греч. chondros – зерно] – название группы каменных метеоритов, состоящих из значительного количества шарикообразных минеральных стяжений (хондр), в составе которых плагиоклазы, ортопироксен, оливин, иногда стекловатая масса, сцементированная мелкозернистой массой из силикатов и часто из никелистого железа.

На основании экспериментов и наблюдений за природными объектами Боуэн установил, что кристаллизация минералов из базальтовой магмы происходит в определённой последовательности (ряд Боуэна), что расплав непрерывно обогащается кремнием, натрием, калием и другими легкоплавкими компонентами. Боуэн предположил, граниты могут быть последними компонентами при дифференциации (разделении) базальтовых расплавов.

За рубежом пользуется широкой известностью классификация гранитоидов, основанная на том, что состав отражает материал их источника:

1. Гранит типа I (igneous) – продукты плавления магматических субстратов, индекс «I» означает, что порода имеет магматический (изверженный) источник. Гранит типа I – общий термин для ряда метаглинозёмистых известково-щелочных гранитных пород, главным образом тоналитов, гранодиоритов и гранитов, характеризующихся значительным содержанием кварца, изменчивым количеством плагиоклаза и щелочного полевого шпата, роговой обманки и биотита, мусковит отсутствует.

2. Гранит типа S (sedimentary) – продукты плавления метаосадочных субстратов, индекс S означает, что источник пород имеет осадочный (пелитовый) состав. Гранит типа S – общий термин для некоторых гранитных пород, главным образом для ультраглинозёмистых гранодиоритов и гранитов, характеризующихся присутствием мусковита, алюмосиликатов, граната и (или) кордиерита в дополнение к существенному количеству кварца, щелочного полевого шпата и плагиоклаза, роговая обманка редка.

3. Гранит типа M (mantele) – дифференциаты толеит-базальтовых магм. Гранит типа M – общий термин для гранитных пород, встречающихся в некоторых континентальных окраинах и имеющих химический и изотопный состав островодужных вулканических пород. Индекс M подразумевает мантийное происхождение, так как предполагается, что эти породы образовались при частичном плавлении субдукцированной океанической коры.

4. Гранит типа A (anorogenic) – продукты плавления нижнекорковых гранулитов или дифференциаты щелочно-базальтоидных магм, индекс A означает неорогенное происхождение пород. Гранит типа A – общий термин для гранитных пород, типичных для рифтовых зон и внутренних областей устойчивых континентальных плит. Они обычно являются умеренно-щелочными и повышенной щёлочности, гранитами с низким содержанием окислов кальция и алюминия; состоят из кварца,

калишпата, незначительного количества плагиоклаза и богатого железом биотита, иногда амфибола.

Кислые породы plutонического класса представлены тремя петрохимическими рядами, девятью семействами (17–25):

– нормальнощелочные:

17) гранодиориты (низкощелочные граниты);

18) граниты;

19) лейкограниты;

– умереннощелочные:

20) граносиениты (кварцевые сиениты);

21) умереннощелочные граниты;

22) умереннощелочные лейкограниты;

– щелочные:

23) щелочные граносиениты (кварцевые);

24) щелочные граниты;

25) щелочные лейкограниты.

Минеральный состав кислых plutонических пород представлен в табл. 23.

Таблица 23

Минеральный состав кислых plutонических пород

Минералы	Первичные	Вторичные
Главные	Кислый плагиоклаз, кварц, калишпат, биотит	Серицит, каолинит, хлорит
Второстепенные	Роговая обманка, мусковит, ортопироксен, клинопироксен	Актинолит, хлорит, серпентин
Акцессорные	Апатит, циркон, титанит, ортит, рутил, магнетит	

***Кислые plutонические породы. Нормально- и низкощелочные***

К семействам нормально- и низкощелочных кислых plutонических пород относятся грандиориты, граниты и лейкограниты (табл. 24).

Таблица 24

## Семейства нормально- и низкощелочных кислых plutonic пород

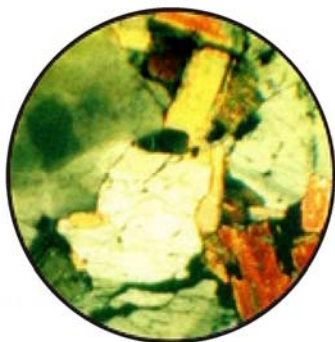
Показатель	17. Гранодиориты		18. Граниты		19. Лейкограниты	
	Тоналит	Гранодиорит	Плагиогранит	Гранит	Лейкоплагиогранит	Лейкогранит
Модальный минеральный состав, об. %:						
Q	15–25	15–25	25–35	25–35	30–45	30–45
Pl	45–65	40–50	30–60	25–35	30–50	10–30
Fsp	5–15	10–25	1–15	20–40	3–20	25–45
	Bt + Hbl + + Cpx = 8–25	Bt + Hbl + + Cpx + Opx = = 8–15	Bt(Mus) + + Hbl + Cpx = = 3–10	Bt(Mus) + + Hbl + Cpx = = 3–10	Bt + Mus + + Hbl = 0,5–5	Bt + Mus = = 0,5–5



Окончание табл. 24

Показатель	17. Гранодиориты		18. Граниты		19. Лейкограниты	
	Тоналит	Гранодиорит	Плагиогранит	Гранит	Лейкоплагио-гранит	Лейкогранит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:						
SiO <sub>2</sub>	63–68	63–68	68–73	68–73	73–78	73–78
TiO <sub>2</sub>	0,2–1	0,2–1	0,1–0,6	0,2–0,6	0,1–0,2	0,0–0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13–18	12–17	12–15,5	12–17	12–13,5	11–14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1–3,5	0,5–3	0,5–2,5	0,1–2	0,1–2	0,1–1,5
FeO	1–5	0,5–4,5	0,5–3	0,5–3	0,3–2	0,3–2
MgO	1–3,5	0,5–3,5	0,1–1,5	0,3–1,5	0,1–0,5	0,04–0,8
CaO	3–6	3–6	1,5–4	1–3	0,5–3	0,5–2
Na <sub>2</sub> O	3–5	2,5–4	3–6	2,5–4,5	3–5	2,5–6
K <sub>2</sub> O	0,8–2	1,5–4	0,5–3	2,5–5	0,5–2,5	2,5–6

**17. Гранодиориты.** Гранодиориты (низкощелочные граниты) – существенно кварцевые породы с плагиоклазом и лишь в подчинённом количестве присутствует щелочной калиево-натриевый или калиевый полевой шпат.



Тоналит

*Тоналит* (по названию перевала Тонале, Австрия – Италия) – крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистая, равномерно-, неравномерно-зернистая или порфировидная порода массивной, реже полосчатой текстуры. Второстепенные минералы: апатит, циркон, титанит.

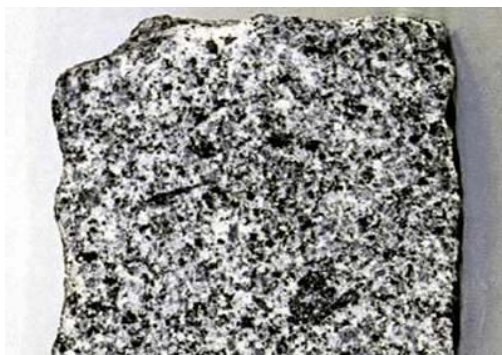
Цвет породы зеленовато-серый, серый; по содержанию темноцветных минералов выделяют лейко-, мезо-, меланокра-

товые тоналиты по характерному минералу – биотитовые, роговообманково-биотитовые, роговообманковые; особо выделяются гиперстеновые разновидности, общие для тоналита, гранодиорита, плагиогранита под названием эндербиты или плагиочарнокиты. Характерная особенность пород семейств гранодиоритов и гранитов – значительное превосходство количества плагиоклаза над количеством полевого шпата. Плагиоклаз тоналита –  $An_{32-50}$ .

Тоналиты – типичные породы ранних стадий развития складчатых поясов (Урал, Алтай, Саяны), а также зеленокаменных и гранитогнейсовых областей докембрийской земной коры. Совместно с гранодиоритами и диоритами тоналиты слагают полихронные сложные массивы площадью более  $100 \text{ км}^2$ . Иногда представлены самостоятельными массивами (дайки, штоки, лакколлиты, гарполиты). Тоналиты входят в состав наиболее ранних салических образований земной коры – «серых гнейсов» с возрастом 3,5 млрд лет. Применяются тона-

литы в монументальном строительстве и как красивый облицовочный материал.

*Гранодиорит* (назван по составу) – порода гранитоидного состава, промежуточного между гранитом и диоритом, соответственно промежуточная и по цветовому признаку: от гранита отличается более тёмной окраской, пониженным содержанием кварца и повышенным – темноцветных минералов; диорит ещё более тёмно окрашен, чем гранодиорит и почти без кварца.



Гранодиорит

Структура равномерно-зернистая или порфировидная; текстура массивная. Цвет серый, розовато-серый, желтоватый.

Состав: полевые шпаты – 60–75 % (плагноклаз преобладает над калиево-натриевыми щелочными шпатами ортоклазом или микроклином), кварц – 15–25 %, темноокрашенные минералы – 8–15 % (роговая обманка, биотит).

Порода высокой твёрдости и прочности (при отсутствии выветривания). Отдельность матрацевидная, плитчатая, параллелепipedная. Гранодиорит – типичная глубинная порода, образует батолиты, штоки и другие интрузивы. На территории России весьма распространённая порода (встречена: Урал, Саяны, Тыва и др.). Применяется как строительный камень.

**18. Граниты.** В семейство гранитов входят породы гранит, плагиогранит (трондьемит), а также их разновидности энтербит, чарнокит, плагиочарнокит.

*Гранит* – кристаллически-зернистая, как правило крупно-зернистая (зёрна 1 см и более) порода массивной текстуры. Состав гранита: полевые шпаты 60–65 % (ортоклаз и плагиоклаз, ортоклаз всегда значительно преобладает), кварц 25–35 %, темноцветные минералы 5–10 % (как правило, биотит, реже роговая обманка).



Гранит

Граниты легко распознаются по внешнему виду; они состоят из довольно крупных зёрен кварца, полевого шпата и слюды, окрашенных в разные цвета: серые, белые, желтоватые, розоватые, розовые, красные, зеленоватые и др. Окраска связана с цветом полевых шпатов, составляющих

в породе большую часть, они кристаллизуются в магме раньше других минералов, поэтому растут свободно, достигая крупных размеров. Кварцевые зёрна обычно полупрозрачные, округлые, серого цвета. Слюда (биотит) образует легко расщепляемые листочки, расположенные между зёрнами кварца и полевого шпата.

Разновидности:

- по структурно-текстурным особенностям:
  - порфировый гранит;
  - гранит графический;
  - письменный гранит и др.;
- по содержанию темноцветных минералов:
  - биотитовый;
  - роговообманковый;

роговообманково-биотитовый;  
гиперстеновый (чарнокит);  
авгитовый;  
диопсидовый и др.;

– по разновидностям калишпата:  
микроклиновый гранит;  
ортоклазовый гранит.

Все граниты в свежем (невыветрелом) виде твёрдые и прочные породы: временное сопротивление сжатию составляет 120–180 МПа, редко снижается до 100 МПа, иногда превышает 300 МПа. Однако даже при низком поглощении воды (0,5–0,8 %) образцами, при испытании на прочность, временное сопротивление оказывалось значительно меньше ожидаемого (20–60 МПа), что объясняется наличием микротрещин в зернах минералов, в которые вода попасть не может, но порода разрушается легко. В дальнейшем физическое выветривание ведёт к дезинтеграции гранитов, превращению их в дресву и аркозовые пески.

Химическое выветривание выражается в каолинизации полевых шпатов иногда с образованием пеликанита – смеси калдинита и опала и в образовании гидроокислов железа за счёт темноцветных минералов, в дальнейшем этот процесс приводит к образованию глинистых пород.

Изменения гранитов весьма разнообразны: мусковитизация – образование двуслюдяных и мусковитовых гранитов при эндогенных пневматолито-гидротермальных и гидротермальных процессах; турмалинизация – появление вкрапленников, прожилков, гнёзд турмалина (шерла, дравита); альбитизация – замещение полевых шпатов и отчасти кварца мелкозернистым агрегатом альбита, постепенное превращение гранита в альбитит-метасоматическую мелкозернистую белую породу полосчатой текстуры; хлоритизация – замещение биотита и роговой обманки хлоритом; серицитизация – замещение полевых шпатов тонкочешуйчатым агрегатом серицита.

При метаморфизме граниты превращаются в ортогнейсы, гнейсограниты.

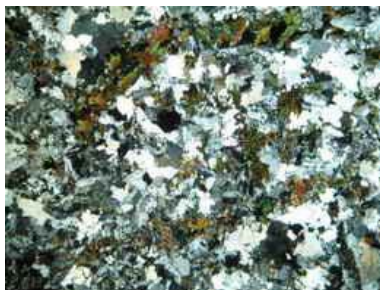
Гранит – самая распространённая в земной коре магматическая порода.

Формы залегания: интрузивы небольших размеров (дайки, лакколиты, жилы, штоки), обычно вытянутые батолиты, массивы неопределённой формы. Отдельность матрацевидная, плитчатая, параллелепipedная. В России граниты распространены на территории Урала, Кавказа, Енисейского края, Ю.Якутии, Прибайкалья, Приазовья, Карелии.

Граниты используются в строительстве в виде щебня, бутового камня, как облицовочный материал для элементов зданий, набережных и др., в скульптуре; как камень специального назначения (кислотоупорный и др); гранит с высоким содержанием калишпата – сырьё, используемое как флюс при производстве стекла, стеклотары, тонкой керамики.

С гранитными массивами связано много месторождений олова, цинка, вольфрама, свинца, меди, молибдена, висмута, тантала, бериллия, драгоценных металлов (серебра, золота), драгоценных камней (берилла, топаза и др).

*Плаггиогранит* (трондьемит) – порода, состоящая из плаггиоклаза (олигоклаза или андезина), кварца и содержащая менее 10 % биотита и роговой обманки.



Плаггиогранит

В химический состав плаггиогранита в отличие от типичного нормальнощелочного гранита вместо калия входит натрий; другое отличие: плаггиоклаза всегда больше, чем калиево-натриевого полевого шпата, в то время как в типичных гранитах – наоборот: калиево-натриевого полевого шпата больше, чем плаггиокла-

за. Плагиигранит – равномерно-зернистая, иногда слегка порфировидная порода с гранитовой, участками микрографической и пегматитовой структурами.

*Трондьемит* – синоним плагиигранита в зарубежной литературе – лейкократовая разновидность тоналита, состоящая из натриевого плагиоклаза и кварца с второстепенным биотитом; ортоклаз обычно отсутствует, роговая обманка редка.

*Чарнокиты* (назван по фамилии основателя города Калькутты Джоба Чарнока, жившего в XVII в.) – семейство горных пород, относящихся к гранитоидам и представляющих собой граниты, содержащие в качестве породообразующего минерала ромбический пироксен-гиперстен, а в качестве рудного – магнетит.



Чарнокит

Происхождение чарнокитов не выяснено, предполагается, что они могли образоваться при интенсивном метаморфизме и гранитизации вулканических пород типа диабазов или осадочных пород типа мергелей. Именно поэтому чарнокиты относят к породам регионального метаморфизма или к мигматитам. Однако большая часть чарнокитов представляет собой глубинные интрузивные породы, которые относятся к подотряду низкощелочных гранитов, семейству гранитов, состоящие из калиевого полевого шпата (15–20 %), олигоклаза (50 %), кварца (30 %) и гиперстена (2–7 %); содержат пироп, иногда биотит, роговую обманку; акцессорные минералы: апатит, магнетит, циркон, высокоглинозёмистые минералы.

Структура чарнокитов гранобластовая, мелко-, средне- и крупнозернистая, участками гранулитовая, иногда порфировидная; текстура параллельная, полосчатая; габитус гнейсо-

видный; характерна грубая параллельная отдельность. Цвет тёмный, голубовато-зелёный. Порода твёрдая и прочная.

Чарнокиты ассоциируют с анортозитами и другими глубинными породами, образуют чарнокит-анортозитовую серию, сложенную гиперстеновыми гранитами и кварцевыми мангеритами до анортозитов; породы серии характеризуются специфическими особенностями: постоянным присутствием гиперстена, наличием граната (пироп, альмандин), полосчатыми текстурами.

Магматические чарнокиты слагают пластовые, куполовидные авто- и аллохтонные массивы площадью от нескольких десятков до тысяч квадратных километров; наиболее крупные массивы расположены в районах посёлка Мирный (Восточная Антарктида), Топозёрский (Карелия).

Метаморфические чарнокиты образуют скопления мелких тел неправильной формы внутри толщ гранулитовой фации метаморфизма. В условиях выветривания чарнокиты разрушаются как граниты.

Распространены на Алдане, в Байкальской горной области (хребет Хамар-Дабан); на Украине (Приазовье); в Индии.

Чарнокиты имеют ограниченное применение в качестве строительного камня. Вместе с тем народными ваятелями Индии на заре нашей эры созданы из этой породы огромные статуи древних богов, священных животных; в чарнокитовых скалах вырублены древние храмы. И, наконец, в Индии чарнокит – камень памятников, в том числе оригинальный памятник на Калькутском кладбище основателю города Джобу Чарноку.

*Эндербит* (назван по месту первой находки – на Земле Эндербит – части территории Восточной Антарктиды; открыт в 1831 г. Горная порода, из чарнокитовой серии пород, состоящая существенно из кварца, антипертита, гиперстена и магнетита. Эндербит эквивалентен гиперстеновому тоналиту, по составу варьирует от плагиигранитов до диоритов, гранодиоритов.



Как и чарнокит, эндербит наблюдается среди гранулитовых фаций метаморфизма; порода с резким преобладанием плагиоклаза над калишпатом, который составляет в породе не более 10 %; присутствуют также темноцветные минералы диопсид, биотит, амфибол, гранат.



Эндербит

Скалистые горные хребты с игловатыми горными вершинами высотой до 2 км, обнаруженные в Восточной Антарктиде, сложены наполовину чарнокитами – эндербитами. Коричневые и синеватые каменные громады, отполированные ледниками огородили побережье от бескрайних ледников материка, когда-то они были подняты мощными тектоническими движениями из недр Земли. Тщательным анализом выявлено, как перевозданные андезитовые и базальтовые лавы на границе их с мощными слоями осадочных пород переходят в эндербиты и чарнокиты. Установлено также, что чарнокиты и эндербиты во всём мире залегают только в кристаллических фундаментах древних докембрийских платформ, т.е. в тех слоях земной коры, которые сформировались в самый ранний период геологической истории Земли. Возраст древнейших пород Антарктиды эндербитов определён свинцово-изохронным методом, он составляет  $3,9 \pm 0,3$  млрд лет, т.е. эндербиты – самые древние породы земной коры с возрастом около 4 млрд лет.

**19. Лейкограниты.** Лейкограниты – ультракислые породы с содержанием кремнекислоты 73–78 %, у норсфильдита – до 88 %. Формально к лейкогранитам относят лейкоплагиогранит, собственно лейкогранит и норсфильдит.



Лейкогранит

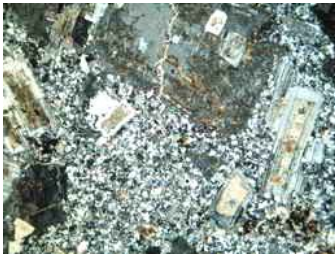
Лейко [*<* греч. *leukos* – белый] – приставка в названии магматических горных пород, указывающая на то, что порода:

– состоит преимущественно из светлоокрашенных минералов;

– обогащена светлоокрашенными минералами (полевые шпаты, кварц и др.) по сравнению с нормальным или средним типом породы.

Модальный минеральный состав, граничные содержания породообразующих оксидов см. в табл. 24.

*Лейкоплагиогранит*. Основная характерная особенность – количество в породе плагиоклаза значительно превышает со-



Лейкоплагиогранит

держанию полевого шпата. В лейкограните, наоборот, количество полевого шпата превышает количество плагиоклаза, который в обеих породах представлен  $An_{5-20}$ .

*Норсфильдит* – ультракислый лейкогранит, содержащий до 88 % кварца, мусковит (9 %), биотит (3 %), актинолит, апатит, турмалин, циркон, рудные минералы.

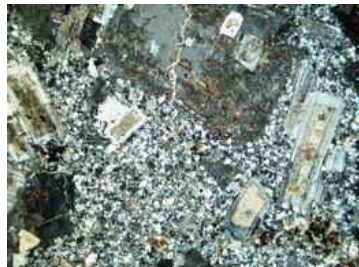
Норсфильдит рассматривается как первичный ультракислый продукт дифференциации гранитной магмы.

## *Плутонические кислые породы. Умереннощелочные*

К семействам умереннощелочных кислых плутонических пород относятся граносиениты, умереннощелочные граниты и умереннощелочные лейкограниты (табл. 25).

**20. Граносиениты.** *Граносиенит* – порода промежуточного состава между гранитом и сиенитом, состоящая из калишпата (25–50 %), плагиоклаза  $An_{10-30}$  (15–30 %), кварца (15–25 %), цветных минералов (5–25 %) (биотит, роговая обманка, пироксен), по которым выделяются разновидности: граносиенит биотитовый, амфиболовый, пироксен-амфиболовый, а также амфиболитовый (по метаморфической фации). Из акцессорных минералов чаще всего присутствует сфен, циркон, апатит, магнетит. Нередко вместо термина «граносиенит» неправильно употребляется термин «кварцевый сиенит».

**21. Умереннощелочные граниты.** *Монцогранит* (гранит субщелочной двуполевошпатовый) – разновидность гранита, содержащая щелочной полевошпат и плагиоклаз  $An_{15-35}$  (по 15–45 %), кварц (20–30 %) и цветные минералы (биотит, амфиболит, мусковит). Разновидности: амфиболитовый, биотитовый и рапакиви.



Монцогранит

*Рапакиви* [*<* фин. *гара* – отбросы, грязь и *кivi* – камень] – двуполевошпатовый, двуслюдяной гранит с характерной структурой, обусловленной наличием крупных овоидов (яйцевидных) ортоклаза, окружённых оболочками олигоклаза. Такая структура способствует относительно быстрому разрушению породы, с чем и связано её название. Темноцветные минералы (биотит и роговая обманка) высокой железистости, акцессорные минералы: оливин,

## Семейства умереннощелочных кислых plutонических пород

Показатель	20. Граносиениты	21. Умереннощелочные граниты			22. Умереннощелочные лейкограниты			
	Граносиенит	Монцогранит	Щелочно-полевошпатовый гранит	Микроклиналь-битовый гранит	Монцолейкогранит	Аляскит	Микроклинальбитовый лейкогранит	Карит
Модальный минеральный состав, об. %:								
Fsp	25–50	15–45	55–65	25–45	30–50	55–65	25–45	+
Pl	15–30	15–45	1–10		10–30			
Ab						0–5	30–40	+
Q	15–25	20–30	30–35	25–35	30–40	30–45	30–45	50–85
	Am + Bt + + Cpx = = 5–25	Am + Bt + + Mus = = 3–10	Am + Bt = = 3–10	Ab = 35–45, Mus(Bt) = = 3–10	Bt(Mus) + + Am = = 1–5	Bt + Am = = 0,3–3	Mus + Ld = = 1–5	Aeg+/- alk Am

Показатель	20. Граносиениты	21. Умереннощелочные граниты			22. Умереннощелочные лейкограниты			
	Граносиенит	Монцогранит	Щелочно-полевошпатовый гранит	Микроклин-альбитовый гранит	Монцолейкогранит	Аляскит	Микроклин-альбитовый лейкогранит	Карит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %								
SiO <sub>2</sub>	64–68	69–73	70–73	69–73	73–77	73–77	73–77	76–92
TiO <sub>2</sub>	0,5–1	0,1–0,6	0,2–0,5	0,0–0,2	0,1–0,3	0,0–0,3	0,0–0,2	0,02–0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13–19	13–17	12–16	14–18	12–15	12–14	12–16	2–11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–3	0,2–2,5	1–1,5	0,1–1	0,1–1,5	0,5–1,5	0,0–1	0,5–2,7
FeO	0,5–4,5	0,1–3,5	1–2	0,3–1,5	0,5–2	0,5–2	0,3–2	0,1–2
MgO	0,1–3	0,1–1,5	0,3–1	0,0–0,8	0,1–1	0,0–0,5	0,0–0,3	0,02–0,06
CaO	1–5	0,5–3	0,5–1,5	0,1–1	0,5–2	0,1–1	0,1–1	0,1–0,8
Na <sub>2</sub> O	3–5	2,5–5	3,5–4,5	3,5–6	3–4,5	3,5–4,5	3–6	0,2–4
K <sub>2</sub> O	3–6	3,5–6	4–4,5	2,5–5,5	4–5,5	4,5–5,5	3–5,5	2–6,5

титаномагнетит, флюорит, апатит, циркон. Цвет породы серый, розовый.

Рапакиви – типичные субплатформенные породы, крупнейшие массивы окружают Русскую платформу, известны на Сибирской и Североамериканской платформах. Интрузивы рапакиви обычно пластообразной формы площадью в несколько тысяч квадратных километров. Используется рапакиви как облицовочный камень и сырьё для получения микроклинового агрегата.

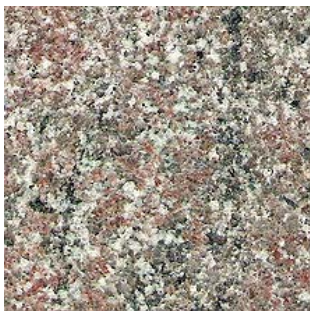
*Щелочно-полевошпатовый гранит* – специальный термин для разновидности гранита, в которой плагиоклаза ( $An_{5-20}$ ) менее 10 % от суммы полевого шпата. Характерная особенность – количество полевого шпата значительно превышает количество плагиоклаза. Разновидности: гранит щелочно-полевошпатовый биотитовый, биотит-гастингситовый.

*Микроклинальбитовый гранит* – порода, состоящая из плагиоклаза ( $An_{0-10}$ ) (35–45 %), несколько преобладающего над калиевым полевым шпатом (25–45 %), кварца (25–35 %) и цветных минералов (3–10 %) – мусковита, реже биотита или других слюд. Разновидности: микроклинальбитовый гранит мусковитовый; двуслюдяной; литиевослюдистый; амазонитовый и др.

Текстура сахаровидная; обычен гороховидный кварц.

**22. Умереннощелочные лейкограниты.** *Монцолейкогранит (лейкогранит субщелочной двуполевошпатовый)* – плутоническая порода, сложенная калиевым полевым шпатом (30–50 %), несколько преобладающим над плагиоклазом ( $An_{5-30}$ ) (10–30 %), кварцем (30–40 %) с примесью слюд, амфибола.

Разновидности: монцолейкогранит биотитовый, мусковитовый, гастингситовый.



Монцолейкогранит

*Аляскит* (по названию места первой находки) – лейкократовый субщелочной гранит без темноцветных минералов или с незначительным их количеством (до 3 %). Аляскит состоит из крупных, примерно одинаковых по размеру кристаллов кварца (30–45 %), калиево-натриевого (щелочного, 55–65 %) и известково-натриевого (альбит, 0–5 %) полевого шпата. Содержит рудные минералы ильменит, магнетит; акцессорные циркон, апатит, флюорит. Аляскиты обычно красновато-розового цвета за счёт калиевого полевого шпата, из-за чего получил синоним «порфир аляскитовый», но бывает и жёлтый, светло-серый, зеленоватый или белый.

Аляскит встречается во многих горных областях (Центральный Казахстан, Алтай, Монголия, Япония, Канада, Аляска).

Разновидности, не содержащие цветных минералов и богатые калиево-натриевым полевым шпатом, используются в производстве стекла и тонкой керамики. Аляскит также применяется как щебень и облицовочный камень.

*Микроклинальбитовый лейкогранит* – плутоническая порода кислого состава, умереннощелочного ряда, содержащая 25–45 % калиевого полевого шпата, 30–45 % кварца (обычно гороховидного), примесь слюды (1–5 %); нередко топаз, турмалин, гранат (в сумме до 2–3 %).

*Карит* (по названию реки Кара, Трансбайкальский регион, Россия) – единственная ультракислая порода, насыщенная кремнезёмом – основой минерала кварц. Термин «карит» предложен для богатой кварцем разновидности грорудита (порода грорудит названа по району Осло, Норвегия) – местное название разновидности ультращелочного микрогранита, содержащего эгирин.

### ***Кислые плутонические породы. Щелочные***

К семействам щелочных кислых плутонических пород относятся: щелочные граносиениты, щелочные граниты, щелочные лейкограниты (табл. 26).

Таблица 26

## Семейства щелочных кислых плутонических пород

Показатель	23. Щелочные граносиениты	24. Щелочные граниты		25. Щелочные лейкограниты	
	Щелочной граносиенит	Щелочной монцогранит	Щелочной микроклин-альбитовый гранит	Щелочной аляскит	Щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Fsp	40–70	50–70	10–35	55–70	20–40
Pl	5–25	0–10	10–40	0–5	10–30
Q	15–20	25–35	25–35	30–40	30–40
	Bi + alk Am = 5–15	alk Am + + alkPx = 5–10	alk Am + + alkPx = 5–15	alk Am + + alkPx = 0,5–3	alk Am + + alkPx = 1–6



Окончание табл. 26

Показатель	23. Щелочные граносиениты	24. Щелочные граниты		25. Щелочные лейкограниты	
	Щелочной граносиенит	Щелочной монцогранит	Щелочной микроклин-альбитовый гранит	Щелочной аляскит	Щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	64–70	68–73	70–73	73–76	73–76
TiO <sub>2</sub>	0,2–0,8	0,2–0,7	0,2–0,8	0,1–0,3	0,1–0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12–17	9–14	7–13	8–12	8–12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–4	1,5–3,5	2–9	2–3	1,5–4,5
FeO	1–5	0,5–3,5	1–4	0,5–2	0,5–3
MgO	0,3–1,5	0,0–0,3	0,1–0,3	0,0–0,3	0,1–0,3
CaO	0,5–2	0,3–1,5	0,3–1	0,3–0,5	0,1–0,5
Na <sub>2</sub> O	3,5–8	3,5–5	3,5–7,5	3,5–5	2,5–5
K <sub>2</sub> O	3–6	4–5	1,5–5	4,5–5,5	4–5,5

**23. Щелочные граносиениты.** *Щелочной граносиенит* – кислая щелочная порода, содержащая калиевый полевой шпат (40–70 %), резко преобладающий над плагиоклазом  $An_{0-15}$  (5–25 %), кварц (15–20 %) и цветные минералы (5–15 %) биотит, щелочной амфибол. Разновидности: щелочной граносиенит биотитовый; биотит-гастинг-ситовый; рибекитовый и др.

**24. Щелочные граниты.** *Щелочной монцогранит* – плутоническая кислая щелочная порода, содержащая калиевый полевой шпат (50–70 %), резко преобладающий над плагиоклазом  $An_{0-15}$  (0–10 %), кварц (25–35 %), цветные минералы (2–10 %) – щелочные амфибол и пироксен. Разновидности: щелочной монцогранит астрофиллитовый; арфведсонит-рибекитовый; эгирин-рибекитовый.

*Щелочной микроклин-альбитовый гранит* – плутоническая кислая щелочная порода, состоящая из калиевого полевого шпата (10–35 %), примерно одинакового с ним количества плагиоклаза  $An_{6-12}$  (10–10 %), кварца (25–35 %), цветных минералов (5–15 %) – щелочных амфибола и пироксена. Разновидности: щелочной микроклин-альбитовый гранит астрофиллитовый; арфведсонитовый; рибекит-эгириновый.

*Щелочные лейкограниты.* *Щелочной аляскит* – плутоническая кислая порода щелочного ряда, сложенная калиевым полевым шпатом (55–70 %), резко преобладающим над плагиоклазом  $An_{0-15}$  (0–5 %), кварцем (30–40 %), цветными минералами (0,5–3 %) – щелочными амфиболом и пироксеном. Разновидности: щелочной аляскит катафоритовый; рибекитовый; эгирин-арфведсонитовый.

**Щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит** – плутоническая порода, кислая, щелочного ряда сложенная калиевым полевым шпатом (20–40 %), несколько преобладающим над кислым плагиоклазом (10–30 %), кварцем (30–40 %) с примесью цветных минералов (1–6 %) – щелочных амфибола и пироксена. Разновидности: щелочной микроклин-альбитовый лейкогранит рибекитовый; полилитионитовый; эгирин-арфведсонитовый.

### **3.4.5. Несиликатные магматические породы**

При описании магмы мы уже упоминали, что магма по составу может быть не только силикатной, но и щёлочно-карбонатной, сульфидной. При кристаллизации подобных магм образуются изверженные (магматические) горные породы, главными минералами которых являются не силикаты, а сульфиды, карбонаты, оксиды, фосфаты и др. В Петрографическом кодексе [7] несиликатные и малосиликатные горные породы выделены в отряд «Низкокремнезёмистые и некремнезёмистые магматические горные породы». Несиликатными называют породы, в которых несиликаты составляют более 90 %; при содержании несиликатов 50–90 % породы называют мало(низко)силикатными (табл. 27).

Эти породы являются зачастую сплошными (несиликатные), густо- и средневкрапленными (малосиликатные) рудами. По этой причине ранее они выделялись как отдельный тип «Рудные горные породы».

Наименования видов несиликатных пород образуются от названий главных минералов пород (магнетитит, ильменитит, хромитит). Названия разновидностей несиликатных пород образуются по минералу, следующему по распространённости за минералом, определившим название (перовскитовый магнетитит, гематитовый ильменитит и т.д.). Исключение составляет термин «нельсонит», введённый для обозначения дайковых оксид-апатитовых пород. Разновидности нельсонитов именуют по оксидным минералам, а также в названии отражено присутствие в породе карбоната.

Названия видов малосиликатных пород образуют от названия соответствующей несиликатной породы с прилагательным от названия главного силикатного минерала (пироксеновый магнетитит, оливиновый хромитит и т.п.). Исключением является термин «фоскорит», введённый для обозначения апатит-форстерит-магнетитовой породы (железная фосфатная руда).

Классификация несиликатных и малосиликатных магматических пород  
отряда низкокремнезёмистых и некремнезёмистых

Под-отряд	Семейства	Подсемейства	Несиликатные породы		Малосиликатные породы	
			Виды	Разности	Виды	Разности
Оксидные	Титан-железооксидные	Титан-железооксидные	Магнетитит * . Ильменитит	Перовскитовый магнетит. Гематитовый ильменит. Магнетитовый ильменит	–	–
		Силикатно-титан-железооксидные	–	–	Пироксеновый магнетит. Оливиновый магнетит	–
	Хромоксидные	Хромоксидные	Хромитит	–	–	–
		Силикатно-хромоксидные	–	–	Оливиновый хромитит. Оливино-ортопироксеновый хромитит	–

Продолжение табл. 27

Под-отряд	Семейства	Подсемейства	Несиликатные породы		Малосиликатные породы	
			Виды	Разности	Виды	Разности
Солевые	Карбонатные	Карбонатные (карбонатиты)	Кальцитовый карбонатит. Доломитовый карбонатит. Анкеритовый карбонатит. Сидеритовый карбонатит. Содовый карбонатит <sup>**</sup> . Бенстонитовый карбонатит <sup>**</sup>	Кальцит-доломитовый, доломит-кальцитовый карбонатиты и т.п. <sup>***</sup>	–	–
		Силикатно-карбонатные	–	–	Пироксеновый кальцитовый карбонатит. Флогопитовый доломитовый карбонатит <sup>***</sup>	–

Продолжение табл. 27

Под-отряд	Семейства	Подсемейства	Несиликатные породы		Малосиликатные породы	
			Виды	Разности	Виды	Разности
Солевые	Фосфатные	Фосфатные	Апатитит	–	–	–
		Силикатно-фосфатные			Нефелиновый апатитит. Эгириновый апатитит <sup>***</sup>	–
	Сульфидные	Сульфидные	Сульфидит	Пентландит-халькопирит-пирротиновый, пентландит-кубанит-пирротиновый сульфидит <sup>***</sup>	–	–
		Силикатно-сульфидные	–	–	Оливиновый сульфидит, Пироксеновый сульфидит <sup>***</sup>	–

Окончание табл. 27

Под-отряд	Семейства	Подсемейства	Несиликатные породы		Малосиликатные породы	
			Виды	Разности	Виды	Разности
Оксидно-солевые	Титан-железооксидные	Титан-железооксидно-фосфатные	Нельсонит	Магнетитовый, рутил-ильменитовый, ильменитовый, рутиловый, кальцитовый нельсонит	–	–
		Силикатно-титан-железооксидно-фосфатные	–	–	Фоскорит	Кальцитовый, доломитовый, флогопитовый фоскорит

\* Термином обозначаются также породы, сложенные титаномагнетитом.

\*\* Редкие породы: содовые, бенстонитовые (бариевые), карбонатиты.

\*\*\* Пример только некоторых из возможных видов и соответственно формального наименования пород.

Особенность форстеритов в их тесной связи с карбонатами и широкие колебания состава, вплоть до значительного преобладания одного или двух минералов с локальным переходом в форстериты, форстеритовые магнетиты, нельсониты (форстерит переходит в нельсонит, если оливина <10 %).

Карбонатные породы – породы, состоящие из карбонатов кальция, магния, железа. Различают осадочные карбонатные породы (известняк, доломит, мергель, мел и др.), метаморфогенные (мрамор) и магматогенные (карбонатит). Карбонатит – порода магматогенного (магматического или метасоматического) происхождения, сложенная в основном карбонатами. Входит в состав сложных интрузивов; излившиеся карбонаты известны в виде потоков, туфовых покровов. С карбонатами связаны месторождения руд тантала, ниобия, редкоземельных элементов, апатита, флогопита и др. В кодексе [7] рекомендуется воздерживаться от использования термина «карбонатит» для обозначения продуктов перекристаллизации осадочных или метаморфических пород.

Сульфидные породы (руды) – породы, состоящие из сернистых (сульфидов или колчеданов), а также селенистых, теллуристых, мышьяковистых и сурьмянистых соединений металлов. Месторождения сульфидных руд главным образом гидротермальные. Основные руды Ni, Co, Zn, Pb, Cu, Mo, Bi, Sb, Hg. Содержание металлов в рудах до первых десятых процента.

Фосфатные породы (руды) представлены главным образом фосфоритами и в меньшей мере апатитами. Фосфориты – осадочные породы, насыщенные фосфатами (главным образом апатитом), содержание  $P_2O_5$  5–34 %. Фосфориты встречаются обычно в форме желваков среди осадочных пород в виде пластовых тел (иногда большой мощности). Применяются для производства удобрений.

Наибольшее промышленное значение имеют апатитовые руды – магматические месторождения, связанные с массивами



нефелиновых сиенитов; содержание  $P_2O_5$  в них 16–19 %. Основные запасы в России – Ковдорское и Хибинское месторождения.

### **3.5. Магматические вулканические породы**

Класс магматических вулканических пород объединяет афировые и порфиоровые неполнокристаллические (сочетание кристаллов и вулканического стекла) и стекловатые породы, в том числе девитрифицированные [*лат. vitrum* – стекло] (девитрификация – процесс раскристаллизации стекла), реже микро- и криптокристаллические. Вулканические породы формируются в результате застывания (закалки) или быстрой раскристаллизации магматического расплава на земной поверхности (в том числе в подводных условиях) или вблизи поверхности – в подводных вулканических каналах и субвулканических камерах. Вулканические породы образуют потоки, покровы, а также субвулканические интрузивные и экструзивно-жерловые тела.

К этому же классу магматических вулканических пород относятся вулканические (вулканогенные) обломочные породы, являющиеся продуктами дезинтеграции вулканического материала, как различной степени застывшего или закристаллизовавшегося, так и не застывшего расплава.

По статистике в течение последних 180 млн лет на поверхность Земли ежегодно выносилось около  $30 \text{ км}^3$  вулканического материала. Около 75 % его накапливалось на дне океана, 20 % – на островах, в зонах перехода от океана к континенту и всего лишь 5 % накапливалось на суше.

Название класса «Вулканические породы» вместо «Эффузивные породы» более корректно, так как класс вулканических пород включает в себя и эффузивные, и эксплозивные, и экструзивные, и интрузивные субвулканические тела, а также вулканогенные обломочные породы.

Класс магматических вулканических пород подразделяется на отряды, подотряды, семейства, виды, разновидности. Кроме того, выделяют также палеотипные и кайнотипные вулканические горные породы. Палеотипные [< греч. *palaios* – древний] породы – изменённые вулканические породы, в которых первичные минералы, кристаллизовавшиеся из расплава, в той или иной степени замещены вторичными минералами. Кайнотипные [< греч. *kaïnos* – новый] породы – вулканические породы, слабо затронутые процессами изменения или совсем неизменённые горные породы.

В целях ликвидации двойственности в обозначении кайнотипных и палеотипных вулканических пород одного вида в кодексе [7] рекомендуется использовать единую номенклатуру для всех вулканических пород, принятую в международной практике. Термины «порфир» и «порфирит» сохраняются только в названиях гипабиссальных пород и пород гипабиссального облика. Рекомендуется также отказаться от использования таких ранее широко распространённых, но теперь устаревших терминов, как *мелафир*, *альбитофир*, *ортофир*, *кератофир*, *спилит*, *диабаз* и др. Не следует использовать для наименования видов вулканических пород названия, учитывающие только их структурные особенности, например, *фельзит*, *витрофир*, *невадит*, *мандельштейн*, *амигдалофир* и др. Для правильного прочтения и понимания старой технической литературы и геологических отчётов приведём краткие определения устаревших названий, терминов, определений.

*Мелафир* [< греч. *melas* – тёмный и усечённая форма от *porphura* – пурпур] – вулканическая, порфировая порода с преобладанием темноцветов в фенокристаллах и в микрокристаллической основной массе.

*Альбитофир* – вулканическая порфировая порода, содержащая фенокристаллы альбита в полевошпатовой основной массе; разновидность кератофира.

*Ортофир* (ортоклазовый порфир) – палеотипный аналог трахита, порфиновый бескварцевый трахит, у которого вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом (ортоклаз преимущественно, могут быть и другие калишпаты). В отличие от кайнотипного порфинового трахита ортофир характеризуется девитрифицированной (часто фельзитовой) основной массой.

*Фельзит* [< нем. Felsite – полевой шпат] – разновидность липарита (риолита) без кварцевых вкрапленников; обычно афировой структуры.

*Кератофир* [< греч. kerns – рог] – альбитизированная фельзитовая порода, состоящая существенно из альбита со второстепенными мафическими минералами, часто изменёнными до хлорита. Калиевые кератофиры содержат полевой шпат – ортоклаз. Обычно ассоциирует со спилитами.

*Спилит* – базальтовая, сильно изменённая порода, в которой полевой шпат представлен вторичным альбитом. Образуется в результате подводных излияний магмы; залегает нередко в виде лавы с шаровой (подушечной) отдельностью (так называемые шаровые лавы). Характерна связь спилитов с зонами глубинных разломов.

*Диабаз* [< греч. diabasis – переходящий] – вулканическая основная порода, состоящая из основного плагиоклаза, авгита и других минералов, частично замещённых вторичными минералами. Палеотипный аналог базальтовых пород, принят как синоним долерита и одобрен как синоним микрогаббро.

*Витрофир* [< лат. vitrum – стекло и усечённая форма от роφηρα] – термин применялся для разновидности порфира со стекловатой основной массой; применялся также для базальных порций многих сваренных игнимбритов.

*Невадит* (по названию штата Невада, США) – порфировая разновидность липарита (риолита), содержащая обилие фенокристаллов кварца, санидина и плагиоклаза со второстепенными биотитом и роговой обманкой.

*Мандельштейн* [*нем. Mandel – миндаля, Stein – порода*] – старое немецкое название для амигдалоидных пород, содержащих амигдали-миндалилины.

Таблица 28

Классификация магматических вулканических пород (рис. 16)

Но- мер се- мей- ства	От- ряд	Содер- жание кремне- зёма	Подотряд, насыщен- ность щелочей, %	Семейства	Виды горных пород	
1	Ультраосновные	35–45	Нормально- щелочные, 0–2,0	Пикриты (MgO > 18 %)	Пикрит. Ферропикрит. Низкотитанистый пикрит. Высокотитанистый пикрит. Ультраосновной пикробазальт	
2			Умеренно- щелочные, 1,0–3,0	Пикриты умеренно- щелочные	Биотитовый пикрит	
3			Щелочные, 1,0–14,0		Пикриты щелочные	Мелилитовый пикрит. Фельдшпатоидный пикрит
4					Мелилититы	Мелилитит. Рушаит
5					Фоидиты ультра- основные	Меланефелинит. Нефелинит. Мелаанальцимит. Мелалейцитит. Кальсилитит

Но- мер се- мей- ства	От- ряд	Содер- жание кремне- зёма	Подотряд, насыщен- ность щелочей, %	Семейства	Виды горных пород
6	Основные	45–52	Нормально- щелочные, 0,5–5,0	Пикробазаль- ты основные (MgO = = 12–18 %)	Основной пикробазальт. Высокотитанистый пикробазальт. Низкотитанистый пикробазальт. Ферропикробазальт
7				Базальты	Магнезиальный базальт. Оливиновый базальт. Базальт. Гиперстенный базальт. Плагиобазальт (лейкобазальт)
8		Умеренноще- лочные, 3,0–7,5	Трахибазаль- ты	Магнезиальный трахибазальт. Трахибазальт. Муджиерит. Гавайит. Абсарокит	
9		43–53	Щелочные, 5,0–14,0	Базальты щелочные	Тефрит. Лейцитовый тефрит. Нефелиновый щелочной базальт Лейцитовый щелочной базальт
10				Фоидиты основные	Анальцимит. Полевошпатовый нефелинит. Лейцитит

Продолжение табл. 28

Но- мер се- мей- ства	От- ряд	Содер- жание кремне- зёма	Подотряд, насыщен- ность щелочей, %	Семейства	Виды горных пород
11	Основные			Фонолиты основные	Нефелиновый фонотефрит. Лейцитовый фонотефрит
12	Средние	52–63	Нормально- и низкощелоч- ные, 1,5–7,0	Андезиба- зальты	Андезибазальт
13				Бониниты- марианиты	Бонинит. Марианит
14				Андезиты	Андезит. Магнезиальный андезит. Исландит. Дацианзит
15		50–67	Умеренноще- лочные, 5,0–12,0	Трахиандези- базаль	Трахиандезиба- зальт. Шошонит
16				Трахиандези- тылатиты	Трахиандезит. Банакит. Латит. Кварцевый латит
17				Трахиты	Трахит. Кварцевый трахит
18				Щелочные трахиты	Щелочной трахит
19		49–66	Щелочные, 9,0–21,0	Тефрифоно- литы	Нефелиновый тефрифонолит. Лейцитовый тефрифонолит
20	Фонолиты			Фонолит. Лейцитовый фолит	

Но- мер се- мей- ства	От- ряд	Содер- жание кремне- зёма	Подотряд, насыщен- ность щелочей, %	Семейства	Виды горных пород
21	Кислые	63–78	Нормально- и низко- щелочные, 3,0–8,0	Дациты	Плагиодацит. Дацит
22				Риодациты	Плагиориодацит. Риодацит
23				Риолиты	Плагиориолит. Риолит
24		61–77	Умеренно- щелочные, 7,0–10,0	Трахидациты	Трахидацит
25				Трахирио- дацит	Трахириодацит. Щелочно- полевошпатовый трахириодацит. Онгонит
26				Трахирио- литы	Трахириолит. Щелочно- полевошпатовый трахириолит. Онгориолит
27			65–67	Щелочные, более 9,0	Пантелле- риты- комендиты

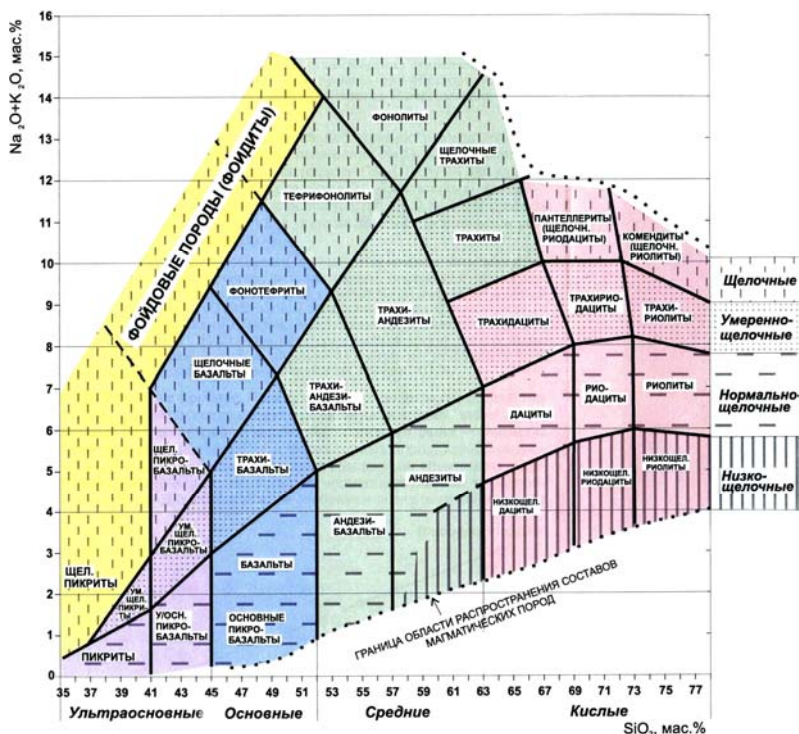


Рис. 16. Диаграмма TAS для химической классификации магматических вулканических пород

### 3.5.1. Ультраосновные вулканические породы

Ультраосновные вулканические породы представлены тремя петрохимическими рядами, пятью семействами (1<sup>1</sup>–5<sup>1</sup>).

– нормальнощелочные:

1<sup>1</sup>) пикриты ( $MgO > 18\%$ );

– умереннощелочные:

2<sup>1</sup>) пикриты умереннощелочные;

– щелочные:

3<sup>1</sup>) пикриты щелочные;

4<sup>1</sup>) мелилитолиты;

5<sup>1</sup>) фойдиты ультраосновные.



### ***Общая краткая характеристика ультраосновных вулканических пород.***

*Нормально- и умереннощелочные.* Главные породообразующие минералы: оливин, пироксены (энстатит, диопсид), отчасти роговая обманка; кварц, плагиоклаз, калишпат отсутствуют; акцессорные минералы: титаномагнетит, хромит и хромшпинелиды, отчасти гранаты (пироп, андрадит, уваровит); минералы основной массы: клинопироксен, титаномагнетит, вулканическое стекло, очень редко плагиоклаз; вторичные минералы: серпентин, актинолит, тальк, хлорит, карбонаты. Морфология: структура порфировая или афировая, часто стекловатая; текстура массивная, часто афанитовая; цвет пород тёмно-зелёный до чёрного или чёрный с зеленоватым оттенком.

*Щелочные.* Главные породообразующие минералы: оливин (форстерит), пироксены (авгит, эгирин-авгит), нефелин, содалит, мелилит; кварц, плагиоклаз, калишпат отсутствуют; акцессорные минералы: титаномагнетит, актинолит, перовскит, пирохлор, сфен; вторичные минералы: карбонаты, флогопит, цеолиты, гидрослюда, щелочные амфиболы. Морфология: структура порфировая, часто стекловатая; текстура: массивная, флюидальная, афанитовая; цвет пород серый или тёмно-серый, иногда кремово-серый, часто с зеленоватым оттенком.

*Изменения ультраосновных вулканических пород.* Контактные: образование скарнов, флогопитизация, апатитизация; гипергенные: образование кор выветривания латеритного и силикатно-никелевого типа; гидротермальные: серпентинизация, оталькование, амфиболизация, лиственитизация.

### ***Вулканические ультраосновные породы. Нормальнощелочные***

Характеристики семейства нормальнощелочных вулканических ультраосновных пород представлены в табл. 29.

Таблица 29

Семейства нормальнощелочных вулканических  
ультраосновных пород

Показатель	1 <sup>1</sup> . Пикриты (MgO > 18 %)				
	Пикрит	Ферро-пикрит	Низко-титанистый пикрит	Высоко-титанистый пикрит	Ультраосновной пикробазальт
Модальный минеральный состав, об. %:					
вкрапленники					
Ol	20–70	+/-	0–50	0–70	+
Срх	0–30	+/-	0–60	+/-	+
Нbl	0–10				
Chr		+			
основная масса					
Ol	0–5	+	+	+	+
Срх	+	+	+	+	+
Pl	0–20		+/-		+
Mt	+	+	+	+	+
Стекло	+		+	+	+
Нbl	+/-	+			
Phl	+/-				
Chr		+			
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	38–45	37–45	37–45	35–45	42–45
TiO <sub>2</sub>	0,5–1,7	0,8–2,5	0,05–0,6	0,8–4,9	0,8–1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,5–8,5	5,0–9,0	1–12	0,5–7	6,9–10

Показатель	1 <sup>1</sup> . Пикриты (MgO > 18 %)				
	Пикрит	Ферро-пикрит	Низко-титанистый пикрит	Высоко-титанистый пикрит	Ультраосновной пикробазальт
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,9–9	1,5–8	1–8	3,2–12,5	4,9–8,3
FeO	3,5–9,2	6–14	2–12	4–11,5	6,5–8,3
MgO	18–35	18–30	18–36	18–41	12–18
CaO	2,5–6,5	2,2–9,5	0,1–14	1,2–13	3,1–6
Na <sub>2</sub> O	0,1–0,4	0,3–1,0	0,01–1,0	0,01–1,0	0,2–1,5
K <sub>2</sub> O	0,05–0,4	0,05–0,5	0,01–0,5	0,01–1,5	0,1–0,7

**1<sup>1</sup>. Пикриты.** *Пикрит* [*<* греч. *pikros* – горький] – ультраосновная вулканическая или гипабиссальная порода нормального ряда щёлочности, обогащённая оливином, клинопироксеном, имеющая порфировую или порфировидную структуру.



Пикрит

Фенокристаллы образованы оливином, клинопироксеном, роговой обманкой, биотитом, флогопитом. Основная масса в промежутках между вкрапленниками выполнена:

– в вулканических пикритах – серпентинизированное, хлоритизированное, девитрифицированное стекло;

– в гипабиссальных пикритах – микролитовые или мелкокристаллические агрегаты пироксена, иногда с сосюритизированным основным плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом, рудными минералами.

В ряде случаев породы, по качественному и минеральному составу соответствующие пикритам, могут содержать  $\text{SiO}_2 > 45\%$ , являясь продуктами особого типа выплавления или контаминации (смешения).

Разновидности: собственно пикрита – роговообманково-пироксеновые ( $\text{Hbl} > 5\%$ ) и плагиоклазовые (*океаниты*); ферропикрита – *феррокоматиит*; низкотитанистого пикрита – *коматиит*; высокотитанистого пикрита – *меймечит*.

Структура пикритов пироксен-оливинофировая, порфировидная, в разновидностях преобладает афировая. Текстура пикритов массивная, реже флюидально-директивная, миндалекаменная. Цвет породы тёмно-зелёный до чёрного со светло-зелёными или бурыми вкрапленниками оливина.

Вулканические пикриты образуют потоки лав (массивных, подушечных), горизонты и толщи вулканических брекчий, туфов, гиалокластитов (стеклоподобных обломков); в гипабиссальной фации – дайки и силлы.

Пикриты входят в состав ультрамафитовых комплексов, возникающих на геосинклинальной (образование деформационных складок) и позднеорогенной (горообразование) стадии развития складчатых областей или в состав интрузий в зонах активации платформ и срединных массивов.

На территории России пикриты встречены на Урале, Дальнем Востоке, Камчатке, Кольском полуострове и др.

Петрохимический состав всех видов семейства пикритов представлен в табл. 29.

**Разновидности пикритов.** *Океанит* – меланократовая разновидность базальтов, обогащённая оливином (до 40 %

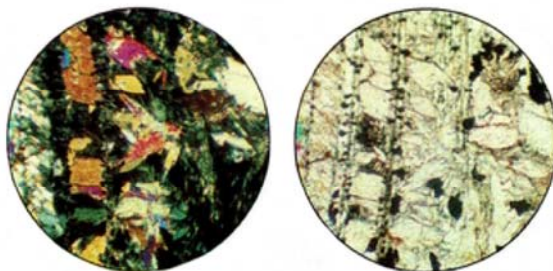
массы), присутствующим в виде обильных фенокристаллов; наряду с оливином во вкрапленниках присутствует авгит, а основную массу составляют плагиоклаз и авгит. Палеотипные аналоги океанитов называются пикрит-порфиритами и относятся к гипабиссальным породам.

*Меланократовый* [< греч. melanos – чёрный, тёмный, kratos – преобладать] – термин, применяемый для пород, богатых темноокрашенными минералами.

*Меланократовые породы* – магматические породы, обогащённые цветными минералами (оливином, пироксенами, амфиболами и др.) в количествах, превышающих средние значения для соответствующего вида породы. Меланократовые породы часто бывают кумулятивного (накопительного) происхождения, за счёт осаждения в магме тяжёлых минералов, как правило, магнезиальных, железистых. Меланократовость пород устанавливается по величине цветового индекса  $M1$ , определяемого как общее содержание темноцветных минералов в породе в процентах.

*Лейкократовые породы* [< греч. leukos – белый] – термин, применяется для пород, обогащённых светлоокрашенными минералами.

*Коматиит* (назван по реке Комати в ЮАР) – разновидность ультрамафических лав, которые кристаллизуются из высокотемпературной магмы, содержащей от 18 до 32 % MgO.



Коматиит

Коматииты часто имеют закалённые верхи потока, проявляют хорошо развитые структуры спинифекс (верхний рисунок) со скелетно- и удлинённо-пластинчатыми прорастаниями кристаллов оливина и пироксена, рассеянных в стекле. Более высокомагнезиальные разновидности называют перидотитовыми коматиитами. Коматииты тёмно-зелёные до серо-зелёных, преимущественно афировые породы с типичной шаровой отдельностью. Коматииты – собирательное название комплекса ультраосновных и основных пород ряда докембрийских зеленокаменных поясов.

Коматиитовые серии состоят из лавовых потоков, покровов и расслоённых силлов, отдельные члены которых по химизму варьируют от перидотитов до андезитов. В составе таких серий выделяют оливиновые, пироксеновые и базальтовые разновидности коматиитов. Распространены коматииты на всех древних платформах; фанерозойские коматииты описаны в складчатых областях. С коматиитами часто связаны сульфидно-никелевые месторождения полезных ископаемых.

*Меймечит* (по названию реки Маймеча в Сибири, Россия) – вулканическая или гипабиссальная порода миндалекаменной, массивной или флюидалной (в дайковых разностях) текстурой. Цвет тёмно-серый, чёрный с зеленоватым оттенком. Облик порфиновый; меймечит сложен крупными светлыми жёлто-зелёными фенокристаллами магнезиального оливина, погружёнными в чёрный цемент, структура которого от витрофировой, стекловатой до микролитовой и полнокристаллической. Главный минерал цемента – игольчатый клинопироксен (титан-авгит или магнетит), постоянно присутствуют рудные минералы. Вторичные продукты замещения стекла, образующие миндалины, как правило, серпентин и карбонаты.

Меймечит – предельно недонасыщенная кремнезёмом, наиболее магнезиальная порода среди ультраосновных вулканитов. Меймечиты образуют лавовые потоки и покровы, пере-

слаивающиеся с туфами близкого состава, а также дайки и силлы; возможна связь с кимберлитами.

Распространены на платформах, редко в складчатых областях. На территории России известны на севере Сибири, Камчатке, Дальнем Востоке.

В отличие от коматиита, в котором  $TiO_2$  всегда менее 1 %, в меймечите  $TiO_2$  всегда более 1 %.

***Вулканические ультраосновные породы.  
Умереннощелочные и щелочные***

К семействам умереннощелочных и щелочных ультраосновных вулканических пород относятся пикриты умереннощелочные, пикриты щелочные и мелилититы (табл. 30).

Таблица 30

Семейства умереннощелочных и щелочных  
ультраосновных вулканических пород

Показатель	2 <sup>1</sup> . Пикриты умереннощелочные	3 <sup>1</sup> . Пикриты щелочные		4 <sup>1</sup> . Мелилититы	
	Биотитовый пикрит	Мелилитовый пикрит	Фельдшпатовидный пикрит	Мелилитит	Рушаит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Ol	>25	>25	>25	0–25	0–25
Срх	20–60	20–50	20–50	5–60	0–5
Am	0–10				
F	0–5				
Стекло	+/-	+/-			0–50
Timt	00–10	00–10	00–10	+	+

Показатель	2 <sup>1</sup> . Пикриты умеренно-щелочные	3 <sup>1</sup> . Пикриты щелочные		4 <sup>1</sup> . Мелилититы	
	Биотитовый пикрит	Мелилитовый пикрит	Фельдшпатовидный пикрит	Мелилитит	Рушаит
MeI		5–25	0–5	10–60	30–60
Ne		0–5			
Lc		0–5			
Bt+Phl	10–30	0–10	+Am = = 0–15	+Am = = 0–10	0–5
Ne+Lc			+Anc = = 5–20	+Ks = = 0–20	+Ks = = 0–30
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	37–41	38–40	39–41	35–39	35–37
TiO <sub>2</sub>	1–4,5	1–5	1–4,5	1–5	2–5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–7	4–7	4–7	6–15	6–12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–8	4–8	4–8	5–15	6–8
FeO	6–12	6–9	6–12	2–10	5–8
MgO	18–30	18–25	18–30	5–18	12–15
CaO	6–10	10–15	6–10	12–20	13–17
Na <sub>2</sub> O	0,1–1	0,5–1,5	1–2,5	1–5	2–4
K <sub>2</sub> O	1–2,5	1–3	0,5–3,5	1–5	2–4

**2<sup>1</sup>. Пикриты умереннощелочные.** Пикриты умереннощелочные представлены одним видом.

*Биотитовый пикрит* (биотит-пироксеновый пикрит; так называлась данная порода до издания кодекса [7]) – вулканическая порода, сложенная оливином (более 25 %), клинопи-



роксеном (20–60 %), флогопитом (10–30 %), амфиболом (до 10 %), фельдшпатоидом (до 5 %) и стеклом. Основная масса существенно пироксеновая, часто обогащена биотитом и амфиболом; калийные минералы в интерстициях или образуют микролиты в стекловатой основной массе. В вкрапленниках преобладает оливин (50–70 %). Разновидность по характерному второстепенному минералу – амфилобиотитовый пикрит.

**3<sup>1</sup>. Пикриты щелочные.** *Мелилитовый пикрит* (мелилит-пироксеновый пикрит, так называлась порода ранее) – вулканическая порода, сложенная оливином (более 25 %), а во вкрапленниках оливин составляет до 70 %. Основная масса существенно клинопироксеновая (20–50 %), часто обогащена флогопитом (до 10 %), нефелином и лейцитом (в сумме до 5 %) и стеклом. Разновидности по характерному второстепенному минералу: нефелин-мелилитовый пикрит и лейцит-мелилитовый пикрит.

*Фельдшпатоидный пикрит* – вулканическая порода, сложенная оливином (более 25 %), а во вкрапленниках оливин составляет до 70 %. Основная масса существенно клинопироксеновая (20–50 %), часто обогащена биотитом (флогопитом) и амфиболом (в сумме до 15 %), фельдшпатоидами (5–20 %: нефелин, лейцит, анальцит), мелилитом (до 5 %) и стеклом; калийные минералы в интерстициях или образуют микролиты в стекловатом мезостазице. Разновидности по характерным второстепенным минералам: нефелиновый (*хамангит*); лейцитовый (*угандит*); кальсилитовый; анальцитомовый и др.

**4<sup>1</sup>. Мелилититы.** Семейство мелилититов представлено двумя видами пород: мелилитит и рушаит.

В обеих породах вкрапленники мелилита, оливина, клинопироксена погружены в микролитовую или стекловатую основную массу, состоящую из мелилита-фельдшпатоида или мелилита-клинопироксенита.



Мелилитит

Минеральный состав: мелилит (10–60 %), оливин (до 25 %), биотит + амфибол (до 5 %), фельдшпатоид (до 20 %).

Кроме того, в мелилитите присутствует клинопироксен (5–60 %), перовскит (до 1 %); в рушаите – клинопироксен (до 5 %), стекло (до 50 %).

С преобладанием соответствующих минералов или стекла появляются разновидности: нефелиновый, лейцитовый, оливковый мелилитит; гиалорушаит.

*Мелилитит* – порода, состоящая существенно из мелилита и пироксена, также обычно присутствует перовскит. Вкрапленники: мелилит (10–60 %), клинопироксен (5–60 %), оливин (50–70 %). Основная масса: фойды (нефелин, лейцит, кальсилит до 20 %) и до 10 % флогопита и амфибола. Общее количество мелилита в породе больше, чем фойдов.

*Рушаит* – разновидность оливинового мелилитита, богатого фенокристаллами форстеритового оливина; в основной массе – обилие мелилита с оливином, перовскитом и рудными минералами, с второстепенными нефелином и авгитом.

*Гиалорушаит* – порода, в которой вкрапленники мелилита (30–60 %) и клинопироксена (до 5 %) погружены в основную массу из стекла (до 50 %), оливина (до 25 %), фойдов (до 30 % – нефелина, лейцита, кальсилита) и флогопита (до 5 %).

### *Вулканические ультраосновные породы. Щелочные*

К семейству щелочных ультраосновных вулканических пород относятся фойдиты ультраосновные (табл. 31).

Таблица 31

Семейства щелочных ультраосновных вулканических пород

Показатель	5 <sup>1</sup> . Фойдиты ультраосновные				
	Меланефелинит	Нефелинит	Меланальцитимит	Мелалейцитит	Кальсилитит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Срх	30–70	30–50	30–70	30–70	30–70
Ne	10–40	40–60		0–10	0–10
Mel	10–20	0–5		0–10	0–10
Lc	0–10	0–20		10–40	
Стекло	0–10				
Bt + Phl	0–10	0–10	0–10	0–5	
Anc			10–30		
Ks				0–10	10–30
Ol	0–25	0–5	0–25	0–25	5–25
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	38–44	40–46	40–46	39–46	38–44
TiO <sub>2</sub>	1,5–5	0,5–3,5	1–5	2,5–6	3–5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7–15	15–22	7–15	7–14	6–10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–10	4–8	2–7	3–9	4–9
FeO	3–10	2–7	4–10	4–10	5–10
MgO	5–18	1–7	6–17	4–18	8–18
CaO	10–14	7–11	8–15	8–14	10–16
Na <sub>2</sub> O	2–5	5–10	2,5–6,5	1,5–4	1–2
K <sub>2</sub> O	1–3	2–8	0,5–2,5	3–6	4–6

**5<sup>1</sup>. Фойдиты ультраосновные.** Семейство ультраосновных фойдитов представлено пятью видами.

Все породы семейства состоят из клинопироксена (30–70 %), с необязательным но частым присутствием оливина в качестве одного из главных компонентов (до 25 %); существенна (особенно в дайковых разностях) роль слюды (биотит, флогопит – до 10 %); возможна также примесь мелилита, щелочного полевого шпата или плагиоклаза.

Типичные второстепенные и вторичные минералы: титаномагнетит, апатит, меланит, перовскит, титанит, карбонаты, цеолиты, канкринит.

От близких видов семейства мелилититов ультраосновные фойдиты отличаются преобладанием фойдов над мелилитом, от фельдшпатоидных пикритов – меньшим содержанием оливина и меньшей магнезиальностью.

По характеру фойда: натриевый (анальцим, нефелин, гаюин, нозеан, содалит, лазурит и канкринит) или калиевый (лейцит, кальсилит) – эти породы разделяются на два подсемейства: калиевые и натриевые ультраосновные фойдиты. Деление семейства на виды строится с учётом трёх признаков, а именно:

1) вид фойда – нефелин, анальцим или лейцит, кальсилит, чётко различающиеся степенью насыщенности  $\text{SiO}_2$  или относительной ролью калия и натрия;

2) уровень содержания оливина;

3) цветовой индекс (породы семейства, кроме нефелинита, принадлежат к меланофойдитам; кальсилитит до издания [7] назывался мелакальсилитом).

В природе ультраосновные фойдиты формируют, как правило, самостоятельные эффузивные толщи и дайковые поля; имеют порфировую или порфировидную структуру с микролитовой основной массой, стекло обычно замещено; вкрапленники часто обильные, образованы клинопироксеном, оливином и – соответственно названию вида породы – нефелином, анальцимом, лейцитом, кальсилитом.

*Меланефелинит* – меланократовая вулканическая порода, состоящая из многочисленных авгитовых (клинопироксен) фенокристаллов с некоторым количеством нефелина, но без оливина. Основная масса неопределённой минералогии.

Разновидности:

– по характерным второстепенным минералам:

лейцитовый меланефелинит;

оливин-лейцитовый (*онкилонит*) (название породы по народности онкилои, живущих на Новосибирских островах, Россия) – порода, содержащая авгит, оливин, лейцит и перовскит двух генераций;

оливиновый меланефелинит;

биотит-амфиболовый меланефелинит (*весселит*);

– по присутствию вулканического стекла:

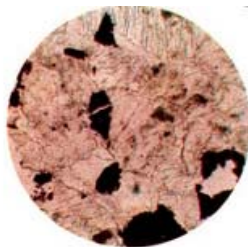
гиаломеланефелинит (*авгитит*) – порода, состоящая существенно из фенокристаллов авгита и непрозрачных кристаллов рудного минерала в темноокрашенной стекловатой основной массе;

оливиновый гиаломеланефелинит (*лимбургит*, назван по местности Лимбург, Германия) – порода, содержащая фенокристаллы пироксена, оливина и непрозрачного минерала в стекловатой основной массе, состоящей из тех же минералов. Полевые шпаты отсутствуют.

*Нефелинит* – порода, в которой фенокристаллы оливина, клинопироксена и нефелина погружены в основную массу из разложенного стекла этих же минералов; могут присутствовать и другие минералы.

Разновидности по характерным второстепенным минералам:

– нозеановый нефелинит (*нозеанит*) – порода, содержащая значительное количество нозеана и амфибола;



Нефелинит

– лейцитовый нефелинит (*этиндит*, назван по вулкану Этинде, Камерун) – порода, состоящая главным образом из нефелина, клинопироксена и лейцита;

– полевошпатовый нефелинит;

– биотитовый нефелинит (*бермудит*, назван по Бермудским островам) – местное название для лампроитовой породы, состоящей из биотита и незначительного количества титанавгита; в основной массе – анальцим.

*Мелаанальцимит* – порода, в которой вкрапленники оливина и клинопироксена погружены в основную массу, из анальцима и флогопита.

Разновидности по характерному второстепенному минералу: лейцитовый, нефелиновый, полевошпатовый мелаанальцимиты.

*Мелалейцитит* – порода щелочного ряда, состоящая из фенокристаллов клинопироксена (30–70 %) и оливина (до 25 %), из микровкрапленников клинопироксена, лейцита (10–40 %), кальсилита (до 10 %); основная масса состоит из этих же минералов, а также отмечаются мелилит (до 10 %), нефелин (до 10 %), иногда флогопит (до 5 %). Одной из особенностей лейцититов является то, что породы эти сравнительно молоды и образованы магмой, сравнительно недавно излившейся на поверхность; практически не обнаружено лейцититов, образовавшихся до третичного периода.

*Кальсилитит* (мелакальсилитит) – порода щелочного ряда, сложенная клинопироксеном (30–70 %), кальсилитом (10–30 %), оливином (5–25 %), мелилитом (до 19 %) и нефелином (до 10 %). Разновидности по характерному второстепенному минералу: лейцитовый, мелилитовый кальсилититы; а также оливиновый кальсилитит (*мафурит*, назван по вулканическим кратерам Мафуру, Уганда) – порода, состоящая из фенокристаллов оливина с незначительным количеством пироксена в основной массе – диопсид и кальсилит с малым количеством перовскита, оливина и биотита.

### 3.5.2. Основные вулканические породы

Основные вулканические породы широко распространены в земной коре; совместно с гипабиссальными, субвулканическими породами они составляют примерно 37 % всех магматических пород. Основные вулканические породы представлены тремя петрохимическими рядами и шестью семействами (6<sup>1</sup>–11<sup>1</sup>):

– нормальнощелочные:

6<sup>1</sup>) пикробазальты основные;

7<sup>1</sup>) базальты;

– умереннощелочные:

8<sup>1</sup>) трахибазальты;

– щелочные:

9<sup>1</sup>) базальты щелочные;

10<sup>1</sup>) фойдиты основные;

11<sup>1</sup>) фонолиты основные.

Минеральный состав базальтоидов:

– вкрапленники: оливин, клинопироксены, основной плагиоклаз, реже ортопироксен, базальтическая роговая обманка;

– основная масса: основной плагиоклаз, цветной минерал (оливин, клинопироксен, ортопироксен, рудный минерал).

#### ***Основные вулканические породы. Нормальнощелочные***

Семейство нормальнощелочных основных вулканических пород представлено пикробазальтами основными (табл. 32).

#### ***6<sup>1</sup>. Пикробазальты основные.***

*Основной пикробазальт* – порода, сложенная вкрапленниками оливина и клинопироксена; в основной массе эти же минералы, плагиоклаз (до 35 %) и стекло. Гипабиссальный аналог пикробазальта – пикродолерит, считающийся также и разновидностью пикробазальта.

Таблица 32

## Семейства нормальнощелочных основных вулканических пород

Показатель	б <sup>1</sup> . Пикробазальты основные (MgO = 12–18 %)			
	Основной пикробазальт	Высокотитанистый пикробазальт	Низкотитанистый пикробазальт	Ферропикробазальт
Модальный минеральный состав, об. %:				
вкрапленники				
Ol	+	+/-	+	+/-
Срх	+			+/-
Pl		+/-		
Chr				+
Mt				+
основная масса				
Ol	+		+	
Срх	+	+	+	+
Mt	+		+	+
Pl	+			+
Стекло	+		+	+
Timt		+		
Vt		+/-		
Chr			+	
Hbl				+
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	45–49	45–48	45–50	44–50
TiO <sub>2</sub>	0,8–1,6	2,5–5	0,3–0,6	2–3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11–15	7–9	9–12	7–12,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,9–8,3	2–9	2,8–7,9	1,5–6,5
FeO	6,5–8,3	6–14	10–12	8–14,5
MgO	12–18	12–18	12–18	12–18
CaO	6–10	7–10	5–12	7–12
Na <sub>2</sub> O	0,1–1,5	1–2	0,3–1,7	0,2–1,5
K <sub>2</sub> O	0,05–0,5	1–2	0,4–2	0,1–0,5



В бонинит-марианитовой серии существуют две разновидности пикробазальта:

1) *марианобазальт* – порода, содержащая ортопироксена больше чем клинопироксена, окись магния (15–20 %), окись кальция (8–12 %);

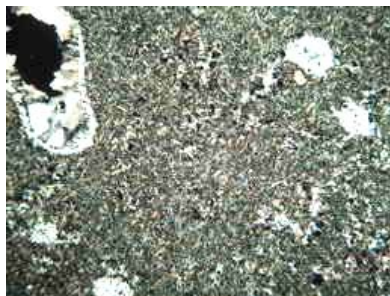
2) *бонибазальт* – порода, содержащая клинопироксена больше, чем ортопироксена, окись магния (8–12 %) и окись кальция (8–12 %).

Характерная особенность основного пикробазальта:  $Al_2O_3/TiO_2$  составляет 3–15.

*Высокотитанистый пикробазальт* – порода, сложенная вкрапленниками оливина и основного плагиоклаза; в основной массе обилие титаномагнетита, клинопироксен, возможно немного биотита.

Разновидности: высокотитанистый пикродолерит, эта же порода – гипабиссальный аналог высокотитанистого пикробазальта. Характерная особенность –  $Al_2O_3/TiO_2 < 3$ .

*Низкотитанистый пикробазальт* – порода, сложенная вкрапленниками оливина, погруженными в основной массе из клинопироксена,



Высокотитанистый  
пикробазальт

оливина, хромита, магнетита и стекла. Разновидности: низкотитанистый пикродолерит – полнокристаллическая порода, являющаяся также гипабиссальным аналогом низкотитанистого пикробазальта; коматиитовый пикробазальт – порода, имеющая структуру спинифекс и относящаяся к коматиитовой серии.

Коматиитовые серии – один из типов магматических серий. В таксономии подразделений магматических образований

магматическая серия (временной ряд) – ассоциация магматических комплексов, как укрупнённое подразделение. В свою очередь магматический комплекс – базовая (основная) таксономическая единица, собирательный термин, объединяющий понятия «вулканический комплекс», «плутонический комплекс» и «гипабиссальный комплекс», базовое петрографическое подразделение при расчленении природных ассоциаций магматических пород.

Понимается и выделяется магматический комплекс как тело (тела) или совокупности геологических тел в определённом геологическом пространстве (структурно-вещественной зоне), образованных ассоциацией магматитов одного класса глубинности и обладающих сходным строением.

*Ферропикробазальт* – порода, сложенная вкрапленниками магнетита и хромита с возможным присутствием оливина, клинопироксена; в основной массе в обилии магнетит, клинопироксен, плагиоклаз, роговая обманка, стекло. Разновидность ферропикродолерит – полнокристаллическая порода того же состава, являющаяся гипабиссальным аналогом ферропикробазальта. Характерные особенности состава:  $Al_2O_3/TiO_2$  равно 3–15;  $Fe_2O_3 + FeO > 14$ .

**7<sup>1</sup>. Базальты.** Семейство нормальнощелочных основных вулканических пород представлено базальтами (табл. 33).



Базальт

*Базальт* [*< эфиоп. basal – железосодержащий камень*]. Существует версия происхождения названия от лат. *basanites* – пробный камень. Следует учесть, что базанитами геологи называют группу вулканических пород, состоящих из клинопироксена, плагиоклаза, существенного количества полевых шпатов и оливина (сравните с составом базальта).

Таблица 33

## Семейства нормальнощелочных основных вулканических пород

Показатель	7 <sup>1</sup> . Базальты				
	Магнезиальный базальт	Оливиновый базальт	Базальт	Плагиобазальт	Гиперстеновый базальт
Модальный минеральный состав, об. %:					
вкрапленники					
Срх	+	+	+		+
Ol	+/-	+	+/-		+/-
Orх	+		+/-		+
Pl		+	+An <sub>30-90</sub>	+An <sub>30-9</sub>	+An <sub>30-90</sub>
Mt					+
Срх	+	+	+	+	+
Ol	+/-	+			
основная масса					
Orх	+	+/-	+	+	+
Pl	+	+	+	+	+
Стекло	+	+/-	+	+	
Mt		+	+		
Hbl		+/-		+	
Fsp			+/-	+/-	
Q				+/-	
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	45–52	47–49	47–52	46–52	48–52
TiO <sub>2</sub>	0,1–0,9	1,5–2	1–2,5	0,5–1,5	0,7–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5–12	13–15	14–18	16–20	18–21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–6	3–5	2–5	3–6	3–5

Показатель	7 <sup>1</sup> . Базальты				
	Магнезиальный базальт	Оливиновый базальт	Базальт	Плагиобазальт	Гиперстеновый базальт
FeO	3–10	8–10	6–10	4–8	4–8
MgO	8–12	7–9	5–7	3–6	5–7
CaO	2–12	9–12	6–12	6–12	9–10
Na <sub>2</sub> O	0,3–3	2,5–3	1,5–3	1,5–4	2–3
K <sub>2</sub> O	0,1–0,5	0,1–0,5	0,1–1,5	0,5–1	0,5–1,5

Базальт – излившаяся вулканическая кайнотипная порода основного состава, аналог плутонического габбро. Структура порфировая или афировая, интерсертальная, тонкозернистая, реже гиалопилитовая. Текстура массивная, реже пористая, пузыристая, миндалекаменная. Отдельность столбчатая.

Минеральный состав:

– главные минералы вкрапленников: чёрный клинопироксен, мелкий едва различимый основной плагиоклаз, иногда тёмно-зелёный оливин, реже роговая обманка, ортопироксен;

– минералы основной массы: нераскристаллизованное стекло, густо пропитанное мелкими частицами магнетита и смесь микролитов основного плагиоклаза, пироксена и оливина с роговой обманкой в оливиновых базальтах.

Образуются базальты при излиянии основной весьма подвижной (менее вязкой) магмы, образуя потоки, покровы. Во внутренних и реже в нижних горизонтах мощных базальтовых потоков (покровов), где скорость застывания ниже, нередко залегают полнокристаллические мелко- и среднезернистые разновидности базальтов – долериты, оливиновые долериты.

В верхних частях лавовых потоков или в потоках малой мощности встречаются стекловатые разновидности базальтов,

среди них выделяют *гиалобазальты* и *тахилиты* [ $<$  греч. tachos – быстрый и lyfos – расплавленный, растворимый, разлагаемый] – прозрачные зелёные и менее прозрачные тёмно-бурые до чёрных вулканические стёкла базальтового состава, похожие на обсидианы, но легко растворимые в кислотах. Тахилиты образуют относительно маломощные зоны закалки лавовых потоков и даек; могут входить в состав стеклосодержащих базальтов, образуя весьма значительные объёмы.

Базальты с пористой, миндалекаменной текстурой называют миндалекаменными базальтами или *мандельштейнами* [ $<$  нем. Mandel – миндаль и Stein – порода] – миндалекаменными породами.

Изменённые (палеотипные) разновидности базальта и долерита называют базальтовый порфирит, палеобазальт и диабаз; при весьма интенсивном изменении – метабазальты, зелёнокаменные породы. К палеотипным аналогам базальта принадлежат также спилит и мелафир.

Виды пород семейства базальтов выделяются по составу: магнезиальный базальт содержит MgO более, чем другие виды (до 12 %); оливинный базальт – единственный из видов содержит оливин во вкрапленниках (в других видах он может и не присутствовать); плагиобазальт (лейкобазальт) – вид, содержащий во вкрапленниках только плагиоклаз (другие виды содержат во вкрапленниках не только плагиоклаз); гиперстеновый базальт – вид, содержащий в избытке ортопироксен (гиперстен), превалирующий и во вкрапленниках, и в основной массе.

Кроме видов пород, по составу выделяются также некоторые разновидности: при коэффициенте  $K_{\Phi} = 60..75$  – железистые, при  $K_{\Phi} > 75$  – ферробазальты.  $K_{\Phi} = 100(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ . При  $\text{Pl}(\text{An}_{>50})$  – известковистые, при  $\text{Pl}(\text{An}_{30-50})$  и  $\pm \text{Fsp}$  – щелочно-известковистые. Характерная особенность плагиобазальта и гиперстенового базальта – наличие структуры только порфировой, часто сериально-порфировая.

По геодинамической классификации выделяют следующие типы базальтов:

– базальты срединно-океанических хребтов (БСОХ или MORB);

– базальты активных континентальных окраин и островных дуг (IAB);

– внутриплитные базальты, подразделяемые на континентальные и океанические ОИВ (Ocean island basalt) – базальты океанических островов (БОО).

*Траппы* [*швед. trappa – лестница*] – группа магматических вулканических пород, произошедших из основной магмы (базальты, долериты, диабазы, порфириты, мелафиры и др.), образовавшиеся в результате обширной вулканической деятельности на геологических платформах.



Траппы

Плотность базальтов  $2,52\text{--}2,97\text{ г/см}^3$ ; коэффициент пористости  $0,6\text{--}19\%$ ; водопоглощение  $0,15\text{--}10,2\%$ ; прочность на сжатие  $60\text{--}400\text{ МПа}$ ; температура плавления  $1100\text{--}1250\text{ }^\circ\text{C}$ , иногда до  $1450\text{ }^\circ\text{C}$ . Неизменённые базальты – тёмно-серые, чёрные; вязкие, твёрдые (с трудом царапаются стальной иглой).

Происхождение базальтов вулканическое; базальты и долериты широкораспространённые лавовые продукты подводных и наземных извержений. Основные формы залегания – потоки и покровы, разделённые отложениями пирокластического (туфового или осадочного) материала. Мощность единичных потоков (покровов) ввиду малой вязкости обычно невелика, но, как правило, потоки (покровы) вместе с туфами залегают один на другом, образуя вулканические серии мощностью до 1–2 км. Базальты, долериты и их палеотипные аналоги образуют также целые комплексы лавовых покровов, даек, пластовых интрузий (силлов), объединяемых термином траппы. Типичные районы развития базальтов на территории России: Восточный Крым (Карадаг), Южное и Восточное Прибайкалье (Восточные Саяны, Хамар-Дабан), Западное Забайкалье (Джидинский район), Витимское плоскогорье, Восточная Тыва (Тува). Траппы широко распространены в Средней и Восточной Сибири, Большеземельской тундре, в Республике Коми, Ненецком округе Архангельской области. Базальты – самые распространённые магматические вулканические породы.

Изменения базальтов выражаются в разложении первичных пороодообразующих минералов и вулканического стекла с развитием на их месте хлорита, уралита, серицита, актинолита, серпентина, кальцита, редко эпидота, цоизита и др. Очень характерна сосюритизация. В результате изменений (в том числе хлоритизации) породы приобретают зеленоватый или синеватый цвет. Изменение такого типа называлось зелёно-каменным.

Высокая прочность и относительно низкая температура плавления обусловили область применения базальтов: в качестве строительного камня (щебень, бортовой камень дорог, брусчатка, облицовочная плитка, полы и др.) и сырья для каменного литья и минеральной ваты. Камнелитейные материалы из базальтовых пород обладают большой химической

стойкостью, твёрдостью и сопротивлением истиранию, высокой диэлектричностью и используются для изготовления кислотоупорных труб, химической аппаратуры, плиток полов и облицовки в цехах химического производства, футеровки трубопроводов, циклонов, а также в качестве различных изоляторов. Одна из важных областей применения – сырьё для технологической отрасли промышленности – петрургии. Петрургия [*греч. petros – камень и ergon – работа*] – каменное литьё. Базальтовые мандельштейны – один из главных источников получения самоцветных камней – агатов, опалов, сердоликов и др.

### *Вулканические основные породы. Умереннощелочные*

Семейство умереннощелочных вулканических основных пород представлено трахибазальтами (табл. 34).

Таблица 34

#### Семейства умереннощелочных вулканических основных пород

Показатель	8 <sup>1</sup> . Трахибазальты				
	Магнезиальный трахибазальт	Трахибазальт	Гавайит	Муджиерит	Абсарокит
Модальный минеральный состав, об. %:					
вкрапленники					
Срх	<40	+	+	+	+
OI	<25	+	+	+/-	+
Pl	+/-	+/-	+An <sub>30-50</sub>	+An <sub>10-30</sub>	
Hbl		+/-			
Bt					+/-



Показатель	8 <sup>1</sup> . Трахибазальты				
	Магнезиальный трахибазальт	Трахибазальт	Гавайит	Муджирит	Абсарокит
основная масса					
Срх	+	+	+	+	+
Ol	+	+			+/-
Pl	+	+	+	+	+
Mt	+	+			
Vt	+	+			+/-
Hbl	+	+			
Стекло	+	+	+/-	+/-	+/-
Апс		+	+/-	+/-	
Fsp		+	+/-	+/-	+
Q			+/-	+/-	
Lc					+/-
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	45–47	48–50	48–50	49–52	45–49
TiO <sub>2</sub>	1,5–4	2–4	3–4	2–3	0,5–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8–10	14–17	15–18	16–19	9–14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2–3	3–5	4–5	4–5	4–7
FeO	8–10	6–8	6–8	5–6	4–6
MgO	8–12	6–8	4–6	2–4	7–11
CaO	7–13	6–8	7–10	5–7	9–14
Na <sub>2</sub> O	1–3	3–4	3–5	4–5	1–3
K <sub>2</sub> O	0,5–1	1–3	1–2	2–3	2–4

**8<sup>1</sup>. Трахибазальты.** *Магнезиальный трахибазальт* (мелатрахибазальт – название породы до издания [7]). Разновидности:

- при клинопироксене более 50 % – *анкармит*;
- по второстепенному минералу – *анальцимовый*, *амфиболовый*.

Характерные особенности: клинопироксен – высокотитанистый авгит, роговая обманка – керсутит; при повышении содержания MgO порода переходит в умереннощелочной основной пикробазальт; структура преимущественно пироксен-оливинофировая; высокий цветовой индекс (более 60 %).

*Трахибазальт* – порода, отличающаяся многообразием минералов в основной массе.



Трахибазальт

Разновидности по второстепенному минералу: керсутитовый, *анальцимовый*. Характерные особенности: клинопироксен – высокотитанистый авгит, роговая обманка – керсутит; присутствие Fsp в ассоциации с Pl (An<sub>30-75</sub>).

*Гавайит*, *муджиерит* – породы с небольшим различием в составах. Разновидности по второстепенному минералу: кварцевые, *анальцимовые*, *оливиновые*.

Характерные особенности: клинопироксен – высокотитанистый авгит, роговая обманка – керсутит; сочетание относительно кислого плагиоклаза с большим количеством темноцветных минералов, в том числе оливина.

*Абсаокиит.* Разновидности по второстепенному минералу: амфиболовый, биотитовый, лейцитовый. Характерные особенности: во вкрапленниках только цветные минералы (более 40 %); клинопироксен – высококальциевый авгит, диопсид-авгит с низким содержанием (менее 1 %) двуокиси титана.

### ***Вулканические основные породы. Щелочные***

К семейству щелочных основных вулканических пород относятся базальты щелочные (табл. 35).

Таблица 35

#### Семейства щелочных основных вулканических пород

Показатель	9 <sup>1</sup> . Базальты щелочные			
	Тефрит	Лейцитовый тефрит	Нефелиновый щелочной базальт	Лейцитовый щелочной базальт
Модальный минеральный состав, об. %:				
Pl	20–50	10–40	30–50	20–40
Ne	10–25(50)		15–20	0–10
Срх	10–40	20–50	10–30	10–30
Ol	20	0–10	0–10	0–10
Fsp	10	0–10	10–30	10–30
Lc		20–40		15–30

Показатель	9 <sup>1</sup> . Базальты щелочные			
	Тефрит	Лейцитовый тефрит	Нефелиновый щелочной базальт	Лейцитовый щелочной базальт
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	43–48	45–50	47–52	47–51
TiO <sub>2</sub>	0,5–3	0,5–3	1–3	1–3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12–18(25)	14–18	14–18	15–19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–8	2–5	2–5	2–4
FeO	3–7	5–9	3–8	4–8
MgO	1–9	3–7	2–8	4–5
CaO	5–10	6–11	6–10	6–9
Na <sub>2</sub> O	3–8	1,5–3,5	3,5–5,5	2–4,5
K <sub>2</sub> O	1,5–3	3,5–6,5	1,5–4,5	3–6,5

**9<sup>1</sup>. Базальты щелочные.** *Тефрит* [*греч. tephra – пепел*] – базальтовая щелочная порода, состоящая из кальциевого плагиоклаза, клинопироксена, фельдшпатоида (нефелин), оливина (20 %). Разновидности:

– по характерному существенному или второстепенному минералу:

оливиновый (*базанит*); при нефелине более 25 % – *берешит*; ортоклазовый (*викоит*); гиалотефрит (*авгитит*);

– по составу характерного минерала: керсутитовый, титан-авгитовый.

Характерные особенности: во вкрапленниках Crx, Pl, Ne (в берешите), реже Ol; в основной массе преобладают лейсты Pl, Px, реже Ol.

*Базанит* [< греч. *basanos* – прочный камень] – базальтовая щелочная порода, разность тефрита, состоящая из плагиоклаза, существенных количеств фельдшпатоида и оливина.

*Берешит* (назван по р. Береш, притоку Енисея, Сибирь, Россия) – порфиновый микромонзонит или монцогаббро; разность тефрита, богатая фенокристаллами нефелина и содержащая анальцит и титан-авгит в эгирине.

*Викоит* – порода промежуточного состава между фонолитовым тефритом и тефритовым фонолитом; разность тефрита, в значительной мере состоящая из лейцита с меньшими равными количествами щелочного полевого шпата (ортоклаза и клинопироксена).

*Гиалотефрит* (авгитит) – разность тефрита, состоящая существенно из фенокристаллов авгита и непрозрачных минералов в темноокрашенной стекловатой основной массе.

*Лейцитовый тефрит* – базальтовая щелочная порода, разность тефрита, в которой лейцит является преобладающим фельдшпатоидом. Разновидности:

- по характерному существенному или второстепенному минералу: оливиновый, биотитовый, амфиболовый;

- по составу характерного минерала: авгитовый, авгит-диопсидовый.

Характерные особенности: во вкрапленниках и в основной массе клинопироксен-авгит, калишпат-санидин.

*Нефелиновый щелочной базальт* (нефелиновый трахибазальт – название породы до издания [7]) – разновидность щелочного базальта (трахибазальта) с присутствием фенокристаллов нефелина.

Разновидности:

- по характерному существенному или второстепенному минералу: амфиболовый, биотитовый, оливиновый;

- по составу характерного минерала: титан-авгитовый, авгитовый, керсутитовый, гастингситовый.

Характерная особенность: плагиоклаз обычно андезин, реже лабрадор.

*Лейцитовый щелочной базальт* (лейцитовый трахибазальт – название породы до издания [7]) – разновидность щелочного базальта (трахибазальта), состоящая существенно из лейцита, щелочного полевого шпата, плагиоклаза и клинопироксена.

Разновидности:

– по характерному существенному или второстепенному минералу: биотитовый, оливиновый;

– по составу характерного минерала: диопсид-салитовый, авгитовый.

Характерная особенность: плагиоклаз обычно андезин, реже лабрадор.

К семейству щелочных основных вулканических пород относятся также фойдиты основные и фонолиты (табл. 36).

Таблица 36

Семейства щелочных основных вулканических пород

Показатель	10 <sup>1</sup> . Фойдиты основные			11 <sup>1</sup> . Фонолиты	
	Анальцимит	Полевошпатовый нефелинит	Лейцитит	Нефелиновый фоновтефрит	Лейцитовый фоновтефрит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Апс	40–60				
Срх	20–40	20–40	20–40	5–10(30)	10–20
Ол	0–5	0–5	0–5	0–5	0–5
Фсп	0–5	5–15	5–15	30–60	15–40
Вт	0–5		0–10		
Не		40–50		10–20	0–10
Лс		0–10	40–60	0–10	10–30
Сод				0–20	

Показатель	10 <sup>1</sup> . Фойдиты основные			11 <sup>1</sup> . Фонолиты	
	Анальцимит	Полевошпатовый нефелинит	Лейцитит	Нефелиновый фоновый нефрит	Лейцитовый фоновый нефрит
Pl				0–5	0–10
Am				(Bt) 0–10	(Bt) 0–10
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	44–50	44–50	44–49	49–53	47–53
TiO <sub>2</sub>	1–4	1,5–5	1–5	1,5–2,5	0,1–3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–20	8–18	12–19	16–22	10–20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2–7	5–9	4–8	1–3	3–5
FeO	2–5	2–6	2–7	1–5	1–4,5
MgO	0,5–4	2–5	4–6	0,3–2	0,4–3
CaO	2–8	5–10	5–10	1–5	2,5–9
Na <sub>2</sub> O	4–9	5–9	2–3	5–10	2–6
K <sub>2</sub> O	2–3	3–5	4–9	3–9	6–10

**10<sup>1</sup>. Фойдиты основные.** Фойдиты основные – семейство вулканических основных пород щелочного ряда, в каждой из которых фельдшпатоиды (фойды) составляют более 60 % в сумме светлоокрашенных составных частей.

*Анальцимит* (назван по главному породообразующему минералу) – вулканическая порода щелочного ряда, состоящая существенно из анальцима, титанистого авгита (клинопироксен, титан-авгит), непрозрачного минерала и только второстепенного оливина. Анальцим является в породе преобладающим фойдом. Разновидности по характерному существенному или второстепенному минералу: оливиновый, биотитовый, нефелиновый; по составу характерного минерала (для всех

фоидитов): эгирин-авгитовые, титан-авгитовые, авгитовые, флогопитовые. Характерные особенности: вкрапленники анальцима до 2 см, иногда присутствует стекловатый базис.

*Полевошпатовый нефелинит* (назван по главным породообразующим минералам) – вулканическая порода щелочного ряда, состоящая существенно из нефелина, полевого шпата, клинопироксена и только второстепенного оливина. Разновидности по характерному минералу: оливиновый, лейцитовый. Особенности: вкрапленники нефелина, клинопироксена, иногда полевого шпата; возможно присутствие стекла.

*Лейцитит* (назван по главному породообразующему минералу) – вулканическая порода щелочного ряда, в которой лейцит является преобладающим фоидом, содержащая кроме лейцита клинопироксен и непостоянное количество оливина. Разновидности по характерному минералу: оливиновый, биотитовый, мелилитовый, при лейците до 90 % – италит. Особенности: вкрапленники лейцита и клинопироксена, в основной массе часто присутствуют апатит и перовскит.

*Италит* (составляет холмы Альбано, близ Рима, Италия) – вулканическая щелочная лейкократовая порода, состоящая почти целиком из лейцита с малым количеством стекла.

**11<sup>1</sup>. Фонолиты основные (фонотефриты, основные тейфрофонолиты).** Фонолиты основные – вулканические породы щелочного ряда, состоящие главным образом из щелочного полевого шпата и фоидов. Породы порфиоровые с вкрапленниками калишпата (санидин или анортоклаз) и фоида – нефелина (лейцита) (встречаются также содалит, анальцим, гаюин, нозеан); темноцветные минералы представлены в небольших количествах: клинопироксены – диопсид, титан-авгит, эгирин; щелочные амфиболы – биотит.

Фонолиты основные распространены значительно меньше фонолитов лейкократовых среднего состава. Все вместе фонолиты составляют не более 0,2 % в общей массе вулканических пород.



*Нефелиновый фонотэфрит* (нефелиновый мелафонолит – название породы до издания [7]) – вулканическая основная порода щелочного ряда из семейства фонолитов основных с преобладающим фоидом – нефелином.

Разновидности:

– по характерному минералу: амфиболовый, оливиновый, анальцимовый;

– по составу характерного минерала: эгириновый, арфведсонитовый, анортоклазовый.

Особенность: в амфиболовых разностях обильные вкрапленники арфведсонита и таблитчатые выделения полевого шпата.

*Лейцитовый фонотэфрит* (лейцитовый мелафонолит – название породы до издания [7]) – вулканическая основная порода щелочного ряда из семейства фонолитов основных с преобладающим фоидом-лейцитом.

Разновидности:

– по характерному минералу: биотитовый, амфиболовый, оливиновый, с вкрапленниками флогопита – *орендит*;

– по составу характерного минерала: эгирин-диопсидовый, эгирин-авгитовый, флогопитовый. Особенность: иногда содержит вкрапленники флогопита или оливина, а также авгит и санидин.

*Тахилит* [< греч. tachys – быстрый и lyfos – разлагаемый, растворимый] – вулканическое стекло базальтового состава. Иногда содержит кристаллы пироксена и амфибола, микролиты плагиоклаза. К тахилитам относят также слабо изменённые базальтовые стёкла с относительно высоким содержанием воды (до 2–3 %), с примесью хлорита или глинистых минералов.

Образуют маломощные зоны закалки лавовых потоков и даек, в составе стеклосодержащих базальтов образуют значительные объёмы.

Практическое значение собственно тахилита и тахилито-содержащих базальтов заключается в том, что они использу-

ются в качестве гидравлической добавки в цементы. Пористые тахилиты применяются в качестве заполнителя бетонов. Добываются в Приморском крае и на Камчатке.

### 3.5.3. Средние вулканические породы

В отряд средних вулканических пород объединены породы с содержанием кремнезёма: 52–65 % – нормально- и низкощелочные; 50–67 % – умереннощелочные; 49–66 % – щелочные (табл. 37). Содержание кальция, магния, железа немного меньше, чем в основных породах. По содержанию щелочей и соответственно по особенностям минералогического состава выделяют подотряды:

- нормально- и низкощелочные: сумма щелочей 1,5–8;
- умереннощелочные: сумма щелочей 0,5–12;
- щелочные: сумма щелочей 9–15.

Таблица 37

Классификация средних вулканических пород

Подотряд	Семейство	Вид
Нормально- и низкощелочные	12 <sup>1</sup> . Андезибазальты	Андезибазальт
	13 <sup>1</sup> . Бониниты-марианиты	Бонинит, марианит
	14 <sup>1</sup> . Андезиты	Андезит, исландит, магнизиальный андезит, дациандезит
Умереннощелочные	15 <sup>1</sup> . Трахиандезибазальты	Трахиандезибазальт, шошонит
	16 <sup>1</sup> . Трахиандезиты-латиты	Трахиандезит, банакит, латит, кварцевый латит
	17 <sup>1</sup> . Трахиты	Трахит, кварцевый трахит
Щелочные	18 <sup>1</sup> . Щелочные трахиты	Щелочной трахит
	19 <sup>1</sup> . Тефрифонолиты	Нефелиновый тефрифонолит, лейцитовый тефрифонолит
	20 <sup>1</sup> . Фонолиты	Фонолит, лейцитовый фонолит

Главным минералом в средних породах нормальнощелочного ряда является средний плагиоклаз (андезин) с характерным зональным строением. Темноцветные минералы представлены авгитом, реже гиперстеном, базальтической или обыкновенной роговой обманкой.

Для умереннощелочных пород характерно присутствие плагиоклаза вместе с калиевыми полевыми шпатами (ортоклаз, санидин, микроклин, анортоклаз). В темноцветных минералах – повышенное содержание титана.

В породах щелочного состава в качестве главного светлоокрашенного минерала появляется фойд (нефелин, лейцит), присутствует также калишпат и (или) плагиоклаз. Темноцветные минералы разнообразны, чаще встречается эгирин или эгирин-авгит, реже титан-авгит. Для пород с пониженным содержанием нефелина типичными являются авгит и титан-авгит, иногда может содержаться биотит.

Все виды средних фельдшпатоидсодержащих пород – лейкократовые.

По общей распространённости средние породы составляют до 25 % всех магматических пород, но наиболее развиты вулканиты, из 25 % они составляют 23 % всех магматических пород.

### ***Вулканические средние породы. Нормально- и низкощелочные***

К семейству нормально- и низкощелочных вулканических средних пород относятся андезибазальты, бониниты-марианиты и андезиты (табл. 38).

**12<sup>1</sup>. Андезибазальты.** Андезибазальт (базальтовый андезит, андезитобазальт) – порода промежуточная по минеральному и химическому составам между базальтом и андезитом.

## Семейства нормально- и низкощелочных вулканических средних пород

Показатель	12 <sup>1</sup> . Андезибазальты	13 <sup>1</sup> . Бониниты-марианиты		14 <sup>1</sup> . Андезиты			
	Андезибазальт	Бонинит	Марианит	Андезит	Магнези-альный андезит	Исландит	Дациан-дезит
Модальный минеральный состав, об. %:							
вкрапленники							
Pl	An <sub>40-65</sub> < 75			+An <sub>40-50</sub>	+	+	+An <sub>30-45</sub>
Срх	+	Di < 60	+	+	+	+	+/-
Орх	+	+	Br(En) < 60	+	+/-	+/-	+/-
Mt	+						+
Vt				+			+
OI	+/-	+	+		+/-	+/-	
Hbl	+/-			+			+
Q							+/-

Продолжение табл. 38

Показатель	12 <sup>1</sup> . Андезибазальты	13 <sup>1</sup> . Бониниты-марианиты		14 <sup>1</sup> . Андезиты			
	Андезибазальт	Бонинит	Марианит	Андезит	Магнези-альный андезит	Исландит	Дациан-дезит
основная масса							
Pl	+	+/-	+/-	+	+	+An <sub>30-50</sub>	+
Срх	+	+	+	+	+		+/-
Орх	+		+	+	+		+/-
Mt	+					< 20	
Стекло	+		+	+	+	+	+
OI	+/-	+	+	+		+/-	+/-
Hbl	+/-			+		+	+
Q	+/-	+		+/-	+	+/-	+/-
Fsp				+/-			+/-
Bt							+

Показатель	12 <sup>1</sup> . Андезибазальты	13 <sup>1</sup> . Бониниты-марианиты		14 <sup>1</sup> . Андезиты			
	Андезибазальт	Бонинит	Марианит	Андезит	Магнези- альный андезит	Исландит	Дациан- дезит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:							
SiO <sub>2</sub>	53–57	52–58	52–57	56–64	56–64	56–60	61–65
TiO <sub>2</sub>	0,5–1	0,1–0,5	0,1–0,2	0,5–0,7	0,2–0,5	0,7–1,8	0,8–1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16–18	8–11	5–10	16–21	14–15	13–15	13–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3–4	1–3	2–4	3–4	2–3	6–7	2–5
FeO	4–6	5–7	4–7	3–5	3–5	5–7	1–3
MgO	4–6	8–13	13–25	3–4	5–10	2–3	1–5
CaO	3–9	8–10	2–6	6–7	6–8	4–7	4–6
Na <sub>2</sub> O	2–4	1–3	1–3	2–4	2–3	4–5	2–4
K <sub>2</sub> O	0,5–1	0,2–1	0,6–1	1–2	0,3–2	0,5–1	2–3



Андезибазальт

Порода содержит полевые шпаты (Pl-An<sub>40-65</sub>), характерные для андезитов и цветные ферромагнезиальные минералы (например, оливин, магнетит), обычные для базальтов. Разновидности по характерному существенному минералу: гиперстеновый, роговообманковый и др.

**13<sup>1</sup>. Бониниты-марианиты.** *Бонинит* (по названию острова Бонин (теперь Огасавара), Япония) – высокомагнезиальная, относительно кремнеёмистая стекловатая порода, состоящая из фенокристаллов протоэнстатита (до клиноэнстатита), ортопироксена, клинопироксена (диопсид), оливина в стекловатой основной массе, полной кристаллитов. Порода имеет структуру, характерную для быстрого роста; ранее описывалась как гиалоандезит.

Разновидности:

– *санукит* – плагиоклазсодержащий, бедный вкрапленниками бронзитовый бонинит; в стекловатом базисе микролиты Орх, Pl, зёрна Mt;

– *байяит (алакит)* – порода с аномально высоким содержанием Sr (>1 г/т);

– *марианит* (назван по Марианскому жёлобу Тихого океана) – порода ещё более высокомагнезиальная разновидность бонинита, состоящая из клиноэнстатитовых, бронзито-

вых и авгитовых фенокристаллов и микролитов в стекловатой основной массе с псевдоморфозами по оливиону; отличие от бонинита в большом содержании оливина.

**14<sup>1</sup>. Андезиты.** Андезит (назван по горной цепи Анды в Ю. Америке) – кайнотипная горная порода, вулканический аналог диорита.



Андезит

Вкрапленники плагиоклаза (до 40 %), в меньшей степени клино- или ортопироксена, иногда роговая обманка, биотит, оливин (в разновидностях). Для фенокристаллов плагиоклаза характерна зональность, по составу обычно андезин ( $An_{40-50}$ ), реже лабрадор ( $An_{>50}$ ). В основной массе обычны микролиты среднего плагиоклаза, мелкие зёрна пироксенов, магнетита, титаномагнетита, апатита (редко) и вулканическое стекло.

Структура порфировая или афировая с афанитовой основной массой. Структура основной массы стекловатая или микролитовая (гиалопилитовая, пилотакситовая). Текстура массивная, однородная или пористая, пузыристая, шлаковая; нередко полосчатая, содержит пятна и линзы разного минерального состава. При изучении андезита под микроскопом просматривается «лесная подстилка в ельнике». Крупные кристаллы пироксена, амфибола и плагиоклаза похожи на боль-



шие шишки, окружённые мельчайшими кристалликами плагиоклаза, напоминающие еловые иголки, осыпавшиеся с веток. Между этими кристалликами проглядывает вулканическое стекло.

Цвет андезитов от светло-серого, тёмно-серого до чёрного, может быть с зеленоватым оттенком, а также розоватым, красновато-бурым из-за окисления железа. Плотность 2,28–2,68 г/см<sup>3</sup>, пористость 0,8–9,6 %, реже до 14 %; сопротивление сжатию 80–237 МПа.

Обычно андезиты образуют покровы и потоки, а также экструзивы – куполы, обелиски, жерловины, некки, а также интрузивные субвулканические тела.

Магма андезитового состава вязкая с большим содержанием летучих компонентов (пары воды, углекислота, сероводород и др.), что приводит к катастрофическим, эксплозивным извержениям со взрывом (вулканы Безымянный, Мон-Пеле (Монтань-Пеле), Кракатау, Сент-Хеленс и др.).

Залегания, образуемые андезитами: лавовые потоки, как правило, большой мощности; вулканокластические накопления, сформированные в наземных условиях; субвулканические интрузивные тела; часты дайки.

Андезиты ассоциируют с базальтами и совместно с ними распространены в пределах современных островных дуг (Камчатка, Курильские острова), альпийских орогенических поясов (Карпаты, Крым, Кавказ), а Тихоокеанский вулканический пояс называют андезитовым кольцом.

Промышленные месторождения андезитов на территории России сосредоточены на Сахалине, в Приморском крае, отчасти в Крыму и на Урале.

В отдельных зонах, подвергающихся воздействию гидротермальных растворов, кайнотипные андезиты могут быть превращены в пропилиты – породы, состоящие из зелёных минералов (эпидот, хлорит, цоизит, соссюрит и др.), альбита, адуляра, цеолитов. Это метасоматические преобразо-

вания андезитов. Палеотипные (древние) андезиты, подвергшиеся вторичным изменениям, называют андезит-порфиритами или просто порфиритами. По рекомендации [7] порфириты отнесены к гипабиссальным магматическим породам. Вторичные изменения андезитов связаны в том числе и с девитрификацией (кристаллизацией стекла в основной массе), появлением кварца. Кварц в андезитах является случайным минералом, его фенокристаллы имеют характер ксенолитов, в основной массе он вообще очень редок. Зато в порфиритах кварц обычен, является в них вторичным минералом.

Разновидности по характерному минералу:

- авгит-роговообманковый андезит;
- оливин-авгитовый андезит;
- биотитовый и другие андезиты.

Химическими разновидностями андезитов являются породы, выделенные теперь в отдельные виды.

*Магнезиальный андезит* – порода с повышенным в сравнении с собственно андезитом содержанием оксида магния (MgO до 10 %).

*Исландит* – порода, темноцветные минералы которой (в фенокристаллах и в основной массе) характеризуются высокожелезистым составом, в два раза превышающем железистость аналогичных минералов в андезитах.

*Дациандезит* – вулканическая порода, промежуточная по составу между андезитом и дацитом, основная особенность которой увеличенное в сравнении с андезитом содержание кремнезёма и, как следствие, появление кварца в фенокристаллах и в основной массе, более светлые тона породы. Структура дациандезита порфирировая, основной массы – андезитовая, переходящая в микропойкилитовую.

К зонам распространения пропилитизированных андезитов приурочены некоторые гидротермальные месторождения золота, серебра, а также железа, цинка, свинца, серы, висмута,

молибдена, меди, сурьмы, мышьяка и ртути. Используются андезиты, как и другие вулканические породы, в строительстве, каменном литье и др.

### ***Вулканические средние породы. Умереннощелочные***

Семейства умереннощелочных вулканических средних пород представлены трахиандезибазальтами, трахитами и трахиандезитами-латитами (табл. 39).

Семейства пород среднего состава умереннощелочного ряда и части щелочного ряда так или иначе связаны с трахитами: трахиандезибазальты, трахиандезиты-латиты, трахиты, щелочные трахиты. Рассмотрим их отдельные виды и разновидности.

**16<sup>1</sup>. Трахиты.** *Трахит* [ $\leftarrow$  греч. *trachys* – шероховатый, грубый, шершавый] – назван по характеру поверхности на свежих сколах и типичных пористых трахитов.

Во вкрапленниках кристаллы калишпата (санидин) и плагиоклаза (олигоклаз, андезин) и в небольшом количестве темноцветные минералы: пироксены (авгит, титан-авгит, диопсид, гиперстен), зелёная роговая обманка, реже бурый биотит; кварц – только в миндалинах. Основная масса трахитов – агрегат из кислого плагиоклаза (альбит, олигоклаз), между которыми (в интерстициях) заключены небольшие количества пропитывающего этот агрегат стекла.

Структура трахитов порфировая. Основная масса микрозернистая, скрытокристаллическая, стекловатая. Текстура полосчатая, флюидальная, слегка пористая. Мелкие кристаллы полевых шпатов в основной массе обычно сгруппированы в струи и потоки, огибающие вкрапленники и ориентированные в соответствии полосчатости течения, наблюдаемые визуально. Иногда встречаются миндалекаменные разновидности.

Цвет трахитов белый, светло-серый, розоватый, желтоватый. Порода твёрдая, плотная, крепкая; плотность 2,0 г/см<sup>3</sup>; излом шероховатый.

## Семейства умереннощелочных вулканических средних пород

Показатель	15 <sup>1</sup> . Трахиандези- базальты		16 <sup>1</sup> . Трахиты		17 <sup>1</sup> . Трахиандезиты-латиты			
	Трахиан- дези- базальт	Шошонит	Трахит	Кварце- вый трахит	Трахиандезит	Банакит	Латит	Кварцевый латит
Модальный минераль- ный состав, об. %:								
вкрапленники								
Pl	+	+	+/-An <sub>20</sub>	+/-	+	+	+	+
Срх	+	+	+/-	+/-	+	+	+	+
Ol	+/-	+/-			+/-	+/-	+/-	+/-
Hbl	+/-		+/-	+/-	+			
Fsp			+	+			+/-	+/-
Vt			+/-	+/-	+/-		+/-	+
Орх			+/-	+/-			+	+

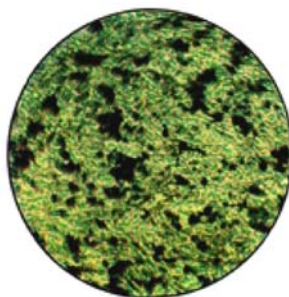
Продолжение табл. 39

Показатель	15 <sup>1</sup> . Трахиандези- базальты		16 <sup>1</sup> . Трахиты		17 <sup>1</sup> . Трахиандезиты-латиты			
	Трахиан- дези- базальт	Шошонит	Трахит	Кварце- вый трахит	Трахиандезит	Банакит	Латит	Кварцевый латит
основная масса								
Pl	+	+	+	+	+	+	+	+
Срх	+	+			+		+	+
Mt	+					+/-		
стекло	+	+	+/-	+	+		+	+
Апс	+/-							
Fsp	+/-	+	+	+	+/-	+	+	+
Bt		+		+		+	+	
Hbl		+						
Lc		+/-				+/-		
Q			+/-<5	+>5		+/-		+>5
Am					+			
Opх							+	+
Ol							+	+

Показатель	15 <sup>1</sup> . Трахиандези- базальты		16 <sup>1</sup> . Трахиты		17 <sup>1</sup> . Трахиандезиты-латиты			
	Трахиан- дези- базальт	Шошонит	Трахит	Кварце- вый трахит	Трахиандезит	Банакит	Латит	Кварцевый латит
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:								
SiO <sub>2</sub>	50–55	50–55	58–64	62–67	53–57	53–57	54–59	58–63
TiO <sub>2</sub>	1–3	0,5–1	0,5–1	0,5–1	1–2	0,5–1	0,5–1,3	0,5–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–16	15–18	15–20	14–17	16–18	17–19	15–17	14–16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4–8	3–4	2–3	1–3	2–5	4–5	3–4	3–4
FeO	3–5	3–5	2–3	1–3	2–5	3–4	2–3	2–3
MgO	2–6	2–5	1–2	0,5–1,5	2–4	2–4	2–4	2–4
CaO	3–7	4–7	2–4	2–3	3–6	3–6	3–5	3–5
Na <sub>2</sub> O	3–5	2–4	3–6	2–4	4–6	2–4	3–5	2–4
K <sub>2</sub> O	1–3	2–5	4–6	3–5	1–3	3–6	2–5	2–4

Трахит – продукт извержения вулканов; слагает потоки, покровы, жерла, нежки, куполы. Залегания трахитов сопровождаются отложением обломочных продуктов (туфов) близкого трахитам состава. Встречаются в ассоциации с липаритами, андезитами, оливиновыми базальтами. Трахиты представляют застывшие лавы многих современных и древних вулканов. На территории России больше распространены изменённые трахиты – ортофиры. Они встречены на Урале, Алтае, в Крыму, Северной Осетии, Восточной Сибири (Алдан, Восточные Саяны).

Изменения выражаются в замещении полевых шпатов (в первую очередь плагиоклаза) серицитом и глинистыми минералами, а также цоизитом (в соссюрите), а также темноцветных минералов – хлоритом, окислами железа, эпидотом и др. Сохраняются лишь вкрапленники ортоклаза и микроклина. Изменённые трахиты называют трахитовыми порфирами или ортофирами. Эти палеотипные породы отличаются от кайнотипных трахитов яркой окраской (зелёной, красной, коричневой, бурой) и меньшей твёрдостью.



Трахит

Характерной особенностью всех трахитов является присутствие калиевого полевого шпата в виде самостоятельных зёрен, кайм вокруг плагиоклаза или его примесь.

**17<sup>1</sup>. Трахиандезиты-латиты.** Виды и разновидности трахитов выделяются, как правило, по характерному существенному или второстепенному минералу (по темноцветному) или по химическому составу.

*Трахиандезиобазальт* совместно с шошонитом выделен в отдельное семейство, химически, по содержанию кремнезёма и по минеральному составу порода занимает промежуточное

положение между породами отряда основных (базальтов) и отряда средних (андезитов и трахитов).

*Шошонит* (назван по р. Шошони, штат Вайоминг, США) – по химическому составу калиевая разновидность базальтового трахиандезита.

*Кварцевый трахит* – вулканическая порода, эквивалент кварцевого сиенита, состоящая из фенокристаллов щелочного полевого шпата и кварца в криптокристаллической или стекловатой основной массе, тоже с кварцем.

*Трахиандезит* – химически промежуточная порода между трахитом и андезитом, содержащая примерно равные количества щелочного полевого шпата и плагиоклаза, также некоторое количество фельдшпатоидов.

*Банакит* (назван по индейскому племени баниок, штат Вайоминг, США) – собирательный термин, отнесённый к абсарокиту и шошониту, для трахиандезитовых пород, содержащих вкрапленники авгита и иногда оливина в основной массе из санидина, обрастающего лабрадор-андезин, авгита, биотита, анальцима и непрозрачного минерала. Банакит подобен абсарокиту, но содержит меньше оливина и авгита, характерно преобладание полевых шпатов и в основной массе, и во вкрапленниках.

*Абсарокит* (назван по горной цепи Абсарока, штат Вайоминг, США) – разновидность шошонита, содержащая вкрапленники оливина и авгита; в основной массе авгит, кальциевый плагиоклаз, щелочной шпат, иногда лейцит.

*Латит* – порода, состоящая из щелочного полевого шпата и натриевого плагиоклаза в примерно равных количествах; химическая разность трахиандезита.

*Кварцевый латит* – порода, состоящая из щелочного полевого шпата и плагиоклаза в примерно равных количествах, кварца и темноцветов.



### *Вулканические средние породы. Щелочные*

Семейства щелочных вулканических средних пород представлены щелочными трахитами, тефрифонолитами и фонолитами (табл. 40).

Таблица 40

#### Семейства щелочных вулканических средних пород

Показатель	18 <sup>1</sup> . Щелочные трахиты	19 <sup>1</sup> . Тефрифонолиты		20 <sup>1</sup> . Фонолиты	
	Щелочной трахит	Нефелиновый тефрифонолит	Лейцитовый тефрифонолит	Фонолит	Лейцитовый фонолит
Модальный минеральный состав, об. %:					
Pl	0–25	0–5	0–10	0–10	0–5
Fsp	40–50	30–60	15–45	40–60	40–60
Срх	alk 0–20	5–10 30	10–20	alk0–20	alk5–10
Am	0–10	+/-0–10	+/-0–10	alk0–10	
Q	+/- 0–5				
Ne	+/- 0–10	10–20	0–10	10–40	
Sod		0–20			
Ol		0–5	0–5		0–5
Lc		0–10	10–30		20–30
Bt		+/-0–10	+/-0–10		0–5
стекло	< 75			+/-	+/-
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	58–66	48,5–53	49–54	52,5–59	54–61
TiO <sub>2</sub>	0–2	0,5–2	0,1–3	0,1–1,5	0,6–4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–22	16–22	10–20	16–23	10–23

Показатель	18 <sup>1</sup> . Щелочные трахиты	19 <sup>1</sup> . Тефрифонолиты		20 <sup>1</sup> . Фонолиты	
	Щелочной трахит	Нефелиновый тефрифонолит	Лейцитовый тефрифонолит	Фонолит	Лейцитовый фонолит
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–6	1–3	3–5	0,5–4	1–5
FeO	0–5	1–5	1–4,5	0,5–4	1–2
MgO	0,2–2,5	0,1–2	0,1–2,5	0,1–2	0,5–0,8
CaO	0,5–5	1–5	2–6	1–3	2–3
Na <sub>2</sub> O	3,5–12	5–11	2–7	3–13	1,5–6
K <sub>2</sub> O	3–7,5	3–9	6–11	3–9	6–15

**18<sup>1</sup>. Щелочной трахит.** *Щелочной трахит* – порода, содержащая щелочные минералы: полевой шпат, клинопироксен и амфибол, или хотя бы один из них в преимущественном количестве; калиево-натриевый полевой шпат – анортоклаз, санидин; плагиоклаз – An<sub>5–25</sub>; пироксен – геденбергит, эгирин-авгит, салит; амфибол-рибекит, энigmatит, катаферит.

С трахитами связаны месторождения железа, марганца, меди, золота и полиметаллов. Используются трахиты как строительный камень; красиво окрашенные разновидности (как правило, ортофиры) используются как облицовочный, декоративный материал.

**19<sup>1</sup>. Тефрифонолиты.** Тефра [*греч. tephra* – пеплы] – обобщающий термин для пирокластических осадков, в том числе и неконсолидированных, независимо от их крупности, и не обязательно, что эти частицы именно пеплового размера.

*Тефрифонолит* (тефритовый фонолит – устаревший термин) – обобщающий термин для щелочных вулканических пород, состоящих из щелочного полевого шпата, натриевого плагиоклаза, фельдшпатоида и различных темноцветов. По пре-

имущественному содержанию вида фельдшпатоида различают нефелиновый (Ne 10–20 %) и лейцитовый (Lc 10–30 %) тефрifoнолиты.

**20<sup>1</sup>. Фонолиты.** *Фонолит* [< греч. phone – звук, lithos – камень] – обобщающий термин для вулканических пород, состоящих главным образом из щелочного полевого шпата и фельдшпатоидов. Если преимущественным фельдшпатоидом является нефелин, то порода – собственно фонолит, если преобладающий фельдшпатоид лейцит, то порода – лейцитовый фонолит. Разновидности по характерному существенному или второстепенному минералу: гаюиновый, анальцимовый, санидиновый фонолиты; биотитовый, гаюиновый, нозеановый лейцитовые фонолиты. Характерные особенности фонолита: P1 – An<sub>0–10</sub>; в основной массе преобладают либо нефелин, либо анортоклаз. Характерная особенность лейцитового фонолита: P1 – An<sub>50–60</sub>.

*Кеннит* (назван по государству Кения в Восточной Африке) – разновидность фонолита с вкрапленниками анортоклаза, с авгитом и оливином, заключенными в серой или буровато-серой стекловатой основной массе.

### **3.5.4. Вулканические кислые породы**

Кислые горные породы – лейкократовые силикатные породы с высоким содержанием кремнезёма (61–78 %). Избыток кремнезёма в кислых породах выделяется в виде кварца или входит в состав стекла основной массы. Главные минералы: кварц (20–30 %), щелочной полево́й шпат (ортоклаз, реже микроклин, санидин) (25–35 %), кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз, реже андезин) (20–30 %), цветные минералы (биотит, амфибол, пироксены) (5–15 %); акцессорные минералы (апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит, ильменит).

Кислые вулканические породы представлены тремя петрохимическими рядами, семью семействами (табл. 41):

## Петрохимические ряды и семейства кислых вулканических пород

Петрохимический ряд	Семейства	Плутонический аналог
Нормально- и низкощелочные	21 <sup>1</sup> . Дациты 22 <sup>1</sup> . Риодациты 23 <sup>1</sup> . Риолиты	Гранодиориты Граниты Лейкограниты
Умереннощелочные	24 <sup>1</sup> . Трахидациты 25 <sup>1</sup> . Трахириодациты 26 <sup>1</sup> . Трахириолиты	Граносиениты Умереннощелочные граниты Умереннощелочные лейкограниты
Щелочные	27 <sup>1</sup> . Пантеллериты-комендиты	Щелочные граносиениты Щелочные граниты Щелочные лейкограниты

Суммарное количество полевых шпатов в кислых породах может достигать 40–60 % объема породы. Кислые породы составляют примерно 38 % от общего объема всех магматических пород, из них вулканических – 5,4 %. Площадь их распространения в 15 раз больше, чем основных пород.

В вулканических кислых породах состав порфировых вкрапленников (кварц, калишпаты, плагиоклазы, темноцветные минералы) зависит не только от состава исходной магмы, но и от длительности процесса кристаллизации магмы. Вследствие большой вязкости кислой магмы, утратившей летучие компоненты, большинство кислых вулканических пород обычно плохо раскристаллизованы, имеют стекловатую, микрокристаллическую афанитовую основную массу. Точное определение видов вулканических пород определяется в основном химическим анализом.

Кислые вулканические породы встречаются в виде не-протяжённых потоков, куполов, небольших штоков и лакко-литов; большей частью кислые породы образуются при извер-жениях вулканов центрального типа. Распространены кислые породы в континентальных вулканических регионах и остров-ных дугах при наибольших развитиях – в регионах орогенеза и поднятий.

***Вулканические кислые породы.  
Нормально- и низкощелочные***

К семействам нормально- и низкощелочных вулканиче-ских кислых пород относятся дациты, риодациты и риолиты (табл. 42).

Таблица 42

Семейства нормально- и низкощелочных вулканических кислых пород

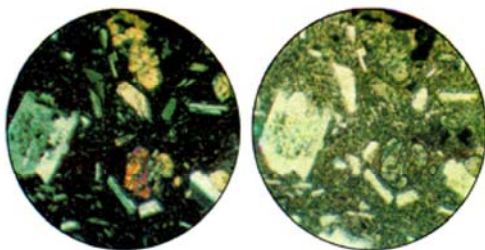
Показатель	21 <sup>1</sup> . Дациты		22 <sup>1</sup> . Риодациты		23 <sup>1</sup> . Риолиты	
	Пла-гио-дацит	Дацит	Пла-гио-риода-цит	Рио-дацит	Пла-гио-риолит	Рио-лит
Модальный мине-ральный состав, об. %:						
вкрапленники						
Pl	An <sub>25-35</sub>	An <sub>20-30</sub>	An <sub>20-30</sub>	An <sub>15-25</sub>	An <sub>0-10</sub>	An <sub>5-15</sub>
Am	+	+				
Bt	+	+	+/-	+	+/-	+/-
Q	+/-	+/-	+	+	+	+
Px	+/-	+/-				
Mt	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-
Fsp		+/-		+		+
Hbl			+/-	+/-	+/-	+/-

## Окончание табл. 42

Показатель	21 <sup>1</sup> . Дациты		22 <sup>1</sup> . Риодациты		23 <sup>1</sup> . Риолиты	
	Плагиодацит	Дацит	Плагиориодацит	Риодацит	Плагиориолит	Риолит
основная масса						
Pl	+	+	An <sub>0-30</sub>	An <sub>0-30</sub>	An <sub>0-15</sub>	An <sub>0-15</sub>
Q	+	+	+	+	+	+
Bt	+	+	+	+	+	+
Am	+/-	+/-				
Fsp	+/-	+	+/-	+	+/-	+
Px	+/-	+/-				
Hbl			+/-	+/-	+/-	+/-
Стекло	+	+	+	+	+	+
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:						
SiO <sub>2</sub>	63–68	65–68	68–73	68–73	73–78	73–78
TiO <sub>2</sub>	0,2–0,6	0,5–0,8	0,2–0,4	0,2–0,5	0,1–0,2	0,1–0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–17	13–16	13–16	12–15	12–15	10–14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,5–3	1–2,5	0,2–2,5	0,2–2	0,1–2	0,1–1,5
FeO	1–5	0,5–4	0,5–3,5	0,5–2,5	0,5–2	0,5–2
MgO	0,5–4	0,5–3	0,2–2	0,2–1/5	0,1–1	0,1–0,5
CaO	3–6	2–4	0,2–4	1–2,5	0,5–3	0,3–2
Na <sub>2</sub> O	3–5	2–4	3,5–5,5	2–4	4–6	2–4
K <sub>2</sub> O	0,2–2,5	1–3,5	0,5–3	2–4,5	1–3,5	3–6

*Примечание.* Верхние пределы содержания оксидов железа и магния даны для соответственно железистых разновидностей и пород высокомагнезиальных серий.

21<sup>1</sup>. *Дациты*. *Дацит* [< лат. Dacia – Дакия, римская провинция на территории современной Румынии] – вулканическая кайнотипная кислая порода. Совместно с плагиодацитом составляют семейство «дациты».



Дацит

Семейство дацитов определяется содержанием кремнезёма 63–68 % и суммой щелочных оксидов менее 7,5 %. В семействе дацитов фенокристаллы представлены плагиоклазом (андезин), бурой роговой обманкой в сростках с биотитом, реже с пироксенами (гиперстен и авгит) и магнетитом; в составе основной микролитовой массы присутствуют кварц, плагиоклаз, биотит и в подчинённых количествах калиевый полевой шпат, пироксен и амфиболы, а также вулканическое стекло; аксессуарные минералы: апатит, циркон, титанит, гранат, кордиерит.

Текстура массивная, флюидально-полосчатая, в кровле потоки дацитов имеют пористые текстуры и пемзовидный облик. Структура порфировая, реже редкопорфировая до афировой; структура основной массы микропойкилитовая, фельзитовая, сферолитовая, стекловатая.

Цвет серый, светло-серый, зеленовато-серый, реже тёмно-серый. Прочность на сжатие 100–150 МПа; плотность 2,65 г/см<sup>3</sup>.

Разновидности дацитов (дацита и плагиодацита) по характерному минералу: биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксенсодержащие.

Разновидности всех кислых вулканических пород по содержанию стекла: при содержании в породах стекла 80–100 % и воды менее 1 % – обсидианы, пемзы; при содержании в породах стекла 80–100 % и воды более 1 % – перлиты; во всех случаях при содержании в породах стекла 50–80 % породы относятся к стекловатым.

Дациты – вулканические породы, образующиеся при извержении кислой вязкой магмы, поэтому дациты образуют экструзивные куполы, короткие, но мощные потоки длиной не более 1–1,5 км, а также дайки, лакколиты, жерловины. Дациты характерны для всех (от ранних до поздних) стадий орогенного развития геосинклинальных областей. На ранних стадиях дациты связаны с подводным вулканизмом и всегда интенсивно альбитизированы, образуются также в завершающих стадиях андезитового вулканизма.

Дациты распространены преимущественно в зонах погружения геоантиклинальных поднятий или в краевых частях платформ. Дациты широко развиты в современных островодужных ассоциациях.

С дацитами ассоциируют поствулканические месторождения меди, золота, полиметаллов, также колчеданово-полиметаллические месторождения. Встречаются на Кавказе, в Казахстане, Средней Азии и др. Используются дациты в качестве строительного камня.

*Плагиодацит* – порода семейства дацитов, сложенная вкрапленниками плагиоклаза, амфибола, биотита, иногда кварца, пироксена, магнетита; основная масса состоит из этих же минералов и стекла. В некоторых случаях присутствует калиевый полевой шпат.

**22<sup>1</sup>. Риодациты.** В породах этого семейства (риодацит и плагиориодацит) в составе фенокристаллов обязательно присутствует кварц, плагиоклазы кислого состава, калиевый полевой шпат и биотит, редко горнблендит и магнетит; в составе гиалопилитовой (стекловатой) основной массы присутствуют



микролиты кварца, альбита, санидина, реже биотита и амфиболов. Структура пород порфировая, редкопорфировая до афировой; текстура плотная, однородная, массивная, флюидальная. В девитрофицированных (перекристаллизованных) породах структура основной массы может быть микролит-фельзитовой.

*Риодацит* – вулканическая порода, промежуточная по составу между риолитом и дацитом; состоит обычно из фенокристаллов кварца, плагиоклаза и небольшого количества ферромагнезиальных минералов (роговая обманка, биотит) в микрористаллической основной массе с альбит-олигоклазом, кварцем, биотитом, калишпатом, иногда роговой обманкой.

*Плагиориодацит* – вулканическая кислая порода, сложенная вкрапленниками плагиоклаза и кварца с возможными второстепенными вкрапленниками биотита, роговой обманки, магнетита; основная масса состоит из микролитов альбит-олигоклаза, кварца, биотита и возможными примесями стекла, калиевого полевого шпата, роговой обманки.

**23<sup>1</sup>. Риолиты (липариты).** В составе пород семейства риолитов в качестве вкрапленников обязательно присутствуют кварц, кислый плагиоклаз и калиевый полевой шпат, а также с возможным присутствием биотита, роговой обманки, магнетита; основная масса состоит, как правило, из микролитов кварца, щелочного плагиоклаза (санидин, альбит), реже биотита и роговой обманки.



Риолит

Структура пород порфировая, редкопорфировая, афировая; текстура плотная однородная, массивная, флюидальная; структура основной массы стекловатая, микропойкилитовая, сферолитовая, в де-

витрифицированных (перекристаллизованных) разностях – микролит-фельзитовая.

*Риолит* [*< греч. rheo – течь*], или липарит (назван от Липарских островов, Италия) – кайнотипная вулканическая кислая порода (в советско-российской петрографии чаще называемая липаритом).

Вкрапленники представлены преимущественно полевыми шпатами: кислым плагиоклазом и бесцветным, стекляннопрозрачным санидином, кварцем, иногда в небольшом количестве роговой обманкой и (или) биотитом. Основная масса стекловатая, скрытокристаллическая, тонкозернистая представлена теми же минералами плюс стекло. На долю основной массы приходится 70–80 % объёма.

Цвет белый, светло-серый, желтоватый, иногда розоватый. Разновидности со стекловатой основной массой иногда просвечивают в тонких сколах. Излом раковистый с неровными, острыми краями. Порода твёрдая, плотность 2,14–2,60 г/см<sup>3</sup>.

Структура риолитов порфировая: в стекловатую, скрытокристаллическую, тонкозернистую основную массу вкраплены крупные, идеально огранённые кристаллы кварца и полевого шпата. Текстура массивная или пористая, флюидальная (следствие медленного течения лавы, когда лава за время течения успевает застыть).

Происхождение магматическое (вулканическое). Кислые лавы очень вязкие и в процессе извержения образуются большие массы пирокластического материала, поэтому риолиты сопровождаются постоянно накоплениями обломочных вулканических продуктов (туфов, туфобрекчий, агломератов); характерно широкое распространение кислых вулканических стёкол и пемз. Залегают риолиты в виде куполов, лакколитов, игл, даек и т.п.; менее характерны потоки и кровы.

Изменения проявляются в развитии тонкозернистых агрегатов серицита, гематита, каолинита, хлорита, кальцита и др. по первичным минералам и стеклу. Палеотипные (изменённые) разновидности риолитов называют кварцевыми или фельзитовыми порфирами, дальнейшие метаморфические изменения которых приводят к образованию порфиридов, ортогнейсов (метаморфическая порода).

Риолиты встречены во всех вулканических областях мира, являются составной частью магматических пород разновозрастных складчатых поясов; наибольшее развитие риолиты имеют на окраинах континентов. На территории России встречены на Северном Кавказе (Пятигорск), в Крыму (Карадаг), на Камчатке; кварцевые порфиры широко распространены на Урале, Алтае.

С риолитами связаны месторождения меди, вольфрама, олова. Риолитовые перлиты, пемзы, туфы используются как строительный теплоизоляционный материал. Алтайские и некоторые другие кварцевые порфириты используются как облицовочный, декоративный камень.

*Плагиориолит* – разновидность риолита (липарита), содержащая в фенокристаллах более кислый плагиоклаз (альбит) и натриевый плагиоклаз (скаполит) как во вкрапленниках, так и в основной массе.

### ***Вулканические кислые породы. Умереннощелочные***

К семействам умереннощелочных вулканических кислых пород относятся трахидациты, трахириодациты и трахириолиты (табл. 43).

Текстуры всех пород семейств трахидацитов и трахириодацитов массивные, флюидальные; структуры порфиоровые, редкопорфиоровые, афировые; структуры основной массы сферолитовые и фельзитовые.

## Семейства умереннощелочных вулканических кислых пород

Показатель	24 <sup>1</sup> . Трахидациты		25 <sup>1</sup> . Трахириодациты		26 <sup>1</sup> . Трахириолиты		
	Трахидацит	Трахириодацит	Щёлочно-полевошпатовый трахириодацит	Онгонит	Трахириолит	Щёлочно-полевошпатовый трахириолит	Онгориолит
Модальный минеральный состав, об. %:							
вкрапленники							
Pl	+ An <sub>30-45</sub>	+ An <sub>15-30</sub>	+ An <sub>0-30</sub>	+ An <sub>0-10</sub>	+ An <sub>5-20</sub>	+/- An <sub>0-30</sub>	+ An <sub>0-10</sub>
Fsp	+	+	+	+	+	+	+
Q	+	+	+	+	+	+	+
Mc	+ Bt	+ Bt	+ Bt	+	+/- Bt	+ Bt	+
Am	+	+/-			+/-	+/-	
Ol					+/-		
основная масса							
Px	+/- Cpx	+/-	+/-				
Pl	+	+	+ An <sub>0-10</sub>	+ An <sub>0-10</sub>	+		+ An <sub>0-10</sub>
Ol			+/-				

Продолжение табл. 43

Показатель	24 <sup>1</sup> . Трахидациты		25 <sup>1</sup> . Трахириодациты		26 <sup>1</sup> . Трахириолиты		
	Трахидацит	Трахириодацит	Щёлочно-полевошпатовый трахириодацит	Онгонит	Трахириолит	Щёлочно-полевошпатовый трахириолит	Онгориолит
Fsp	+	+	+	+	+	+	+
Q	+	+	+	+	+	+	+
Mc	+ Bt	+ Bt	+ Bt	+	+/-, Bt	+, Bt	+
Am	+	+/-					
Срх						+	
стекло	+/-	+/-	+/-	+/-	+/-	+	+
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:							
SiO <sub>2</sub>	61–69	67–73	67–72	67–72	72–76	72–75	72–76
TiO <sub>2</sub>	0–1	0,1–0,7	0,1–0,4	0–0,4	00–0,5	0,1–0,2	00–0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–19	12–16	12–16	14–18	11–14	12–15	12–17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2–4	0,1–3	0,5–2	0,2–0,5	0–3,5	0,1–1,5	0–1,5

Показатель	24 <sup>1</sup> . Трахидациты		25 <sup>1</sup> . Трахириодациты		26 <sup>1</sup> . Трахириолиты		
	Трахидацит	Трахириодацит	Щёлочно-полевошпатовый трахириодацит	Онгонит	Трахириолит	Щёлочно-полевошпатовый трахириолит	Онгориолит
FeO	0–4,5	0–3,5	0,5–2	0–1	0–2,5	0,5–2	0,3–2
MgO	0,1–3	0–1,5	0,1–1	0–0,5	0–1	0,1–0,3	0–0,3
CaO	0,5–4,5	0,5–3	0–1,5	0,5–1	0,5–2,5	0,5–1,5	0,1–1,5
Na <sub>2</sub> O	3,5–7,5	1,5–5	0,5–5,5	3,5–6	2–5	2–6	3–6,5
K <sub>2</sub> O	3–5	3,5–6,5	3,6–6	2,5–5	3,5–8	3–7	3,5–5,5
Разновидности по характерному минералу	Пироксеновый, амфиболовый, биотитовый	Амфиболовый биотитовый	Слюдайной, пироксеновый	Слюдайной, топазовый	Биотитовый, ультракалийевый	Слюдайной, пироксеновый (без плагиоклаза)	Слюдайной, топазовый
Характерные особенности	Структура основной массы фельзитовая, микропиклитовая			Слюда представлена литиевыми и фтористыми разновидностями			

Породы перечисленных семейств встречаются крайне редко, в ассоциации с трахитами и обычно не образуют самостоятельных тел. Их основные характеристики: цвет светло-серый, иногда с розоватым оттенком или кремовым; структура афировая, редкопорфировая, в которой фенокристаллы представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом, калишпатом, реже амфиболами, иногда пироксенами; в онгонитах и онгориолитах содержится слюда, чаще мусковит; основная масса сложена микролитами тех же минералов, нередко с примесью стекла; текстура пород массивная или флюидальная (табл. 44).

Таблица 44

Минеральный состав вулканических кислых  
умереннощелочных пород

Семейства	Виды пород	Вкрапленники	Основная масса
Трахидаци- ты	Трахидаци- тит	Плагиоклаз, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, кварц, биотит, амфибол, +/- пироксен	Плагиоклаз, кварц, биотит, амфибол, калиевый и калие- во-натриевый по- левой шпат, пирок- сены, +/- стекло
Трахирио- дациты	Трахирио- дацит	Плагиоклаз, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, кварц, биотит, +/- пироксе- ны, амфибол	Плагиоклаз, кварц, биотит, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, +/- амфибол, пироксены, стекло
	Щёлочно- полево- шпатовый трахириода- цит	Плагиоклаз, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, кварц, биотит, +/- пироксе- ны, оливин	Плагиоклаз, кварц, биотит, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, +/- пироксены, стекло

Семейства	Виды пород	Вкрапленники	Основная масса
	Онгонит	Альбит, кварц, микроклин, слюда	Альбит, кварц, микроклин, слюда +/- стекло
Трахиреолиты	Трахиреолит	Плагиоклаз, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, кварц, +/- биотит, пироксены, амфибол	Плагиоклаз, кварц, биотит, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, +/- стекло
	Щёлочно-полевой шпатовый трахиреолит	Плагиоклаз, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, кварц, биотит, +/- пироксен	Кварц, биотит, калиевый и калиево-натриевый полевой шпат, клинопироксен, стекло
	Онгориолит	Альбит, микроклин, скаполит, кварц, слюда	Альбит, микроклин, скаполит, кварц, слюда, стекло

### ***Вулканические кислые породы. Щелочные***

Щелочными вулканическими кислыми породами являются пантеллериты-комендиты (табл. 45).

Таблица 45

Семейства щелочных вулканических кислых пород

Показатель	27 <sup>1</sup> . Пантеллериты-комендиты	
	Пантеллерит-щелочной риодацит	Комендит-щелочной риолит
Модальный минеральный состав, об. %:		
вкрапленники		
Pl	+	+
Fsp	+, alk	+, alk



Показатель	27 <sup>1</sup> . Пантеллериты-комендиты	
	Пантеллерит-щелочной риодацит	Комендит-щелочной риолит
Q	+	+
Mc	+, alk, редко	+, alk
Am	+ редко	
Ol	+ редко	
основная масса		
Pl	+	+
Px	+	+, alk
Q		+
Am	+	+, alk
стекло	+	+/-
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:		
SiO <sub>2</sub>	66–72	72–77
TiO <sub>2</sub>	0,1–0,6	00–0,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8–13	8–12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5–6	0,6–3
FeO	00–7	1–4
MgO	00–0,5	00–0,2
CaO	0,2–1,5	0,2–0,5
Na <sub>2</sub> O	5,5–7	4,5–7
K <sub>2</sub> O	4,5–5,5	4,5–5,5

**27<sup>1</sup>. Пантеллериты-комендиты.** Семейство пантеллеритов-комендитов – подотряд кислых вулканических пород, основной отличительной особенностью которого является обязательное наличие в породах щелочных амфиболов (арфведсонит, рибекит) и щелочных пироксенов (эгирин, эгирин-авгит).

Породы пантеллеритов-комендитов окрашены в серый, голубовато-серый, зеленовато-серый, иногда желтоватый цвет.

Породы характеризуются порфировой или афировой структурой. Фенокристаллы представлены альбитом, санидином, кварцем, эгирином, рибекитом. Основная масса стекловатая. Характерные особенности видов:

пантеллерит – полевоый шпат – натриевые анортоклазы и санидин;

пироксен – феррогеденбергит;

щелочной амфибол – энigmatит, кроссит;

комендит – щелочной пироксен – эгирин;

щелочной амфибол – арфведсонит, рибекит.

Разновидности по характерному минералу: пироксеновые, амфиболовые, энigmatитовый (только для пантеллерита); по составу минералов: санидиновые, анортоклазовые, ортоклазовые, эгирин-авгитовые, эгириновые, арфведсонитовые.

***Общие разновидности кислых вулканических пород по содержанию вулканического стекла и конституционной воды.*** У всех кислых вулканических пород кроме индивидуальных разновидностей по характерным минералам и составу минералов имеются также общие для всех пород разновидности по количественному содержанию вулканического стекла и конституционной (связанной) воды.

*Вулканическое стекло* – аморфная вулканическая порода или часть породы, образующаяся при быстром, без кристаллизации, застывании лавы.



Вулканическое стекло

Вулканическое стекло – переохлаждённая жидкость большой вязкости. При застывании очень вязких разновидностей риолитовой лавы, содержащей большое количество кремнезёма, образуется вулканическое стекло *обсидиан*; реже в виде стекла застывают базальтовые лавы, образуя тёмное непрозрачное базаль-

товое стекло *тахилит*; при застывании лавы с одновременным выходом газов образуются пенистые пузыристые стёкла – *пемзы*; при застывании лавы в водной среде образуются вулканические стёкла, содержащие воду, – *пехштейн* (смоляной камень) и *перлит*.

*Обсидиан* [< лат. lapis Obsidianus – камень Обсидия; согласно Плинию Старшему, по имени римлянина, который впервые завёз породу из Эфиопии] – тёмно-серое, коричневое, чёрное кислое вулканическое стекло; по химическому составу варьирует от дацита до риолита; количество силикатного стекла 80 % и более, содержание воды до 1 %; могут содержаться вкрапленники кварца, полевого шпата, темноцветов.

Структура обсидиана стекловатая; текстура однородная или пятнистая, часто полосчатая, флюидальная или брекчиевидная.

Цвет серый, чёрный, красновато-бурый, в тонких сколах просвечивает зелёным или буроватым оттенками. Блеск стеклянный, глянцевый. Излом раковистый с режущими краями. Твердость 5. Плотность 2,5 г/см<sup>3</sup>.

Названия разновидностей образуется по названиям пород от дацитового, риолитового обсидиана до пантеллеритового, комендитового обсидиана; известны онгонитовые и онгориолитовые обсидианы, богатые фтором и редкими элементами. Некоторые петрографы считают разновидностями обсидиана пехштейн и витрофир.

Формы залегания – небольшие потоки, куполы, иглы. Изменения практически отсутствуют. Встречаются обсидианы в большинстве районов развития молодого кислого вулканизма совместно с пемзами, липаритами, кислыми пирокластическими породами. На территории России встречены в Забайкалье, на Дальнем Востоке, Камчатке.

Обсидианы используются в основном в качестве вспучивающегося наполнителя лёгкого бетона; некоторые обсидиа-

ны, богатые редкими элементами, – источник лития, цезия и других элементов.

*Витрофир* [< лат. vitrum – стекло и греч. porfira – пурпур, тёмно-красный цвет] – собирательное название для кислых вулканических пород так называемой витрофировой структуры, вулканическое стекло, содержащее редкие порфиновые выделения кварца, биотита, полевых шпатов.

*Пехштейн* [< нем. Pechstein – буквально «смоляной камень»] – глубоко гидратированное кислое вулканическое стекло, содержащее более 4–6 % связанной воды и обладающее характерным смоляным блеском. Окраска чёрная, тёмно-зелёная, красновато-бурая. Плотность 2,4–2,5 г/см<sup>3</sup>.

Предварительно частично обезвоженный пехштейн при быстром нагревании до 1100–1150 °С вспучивается и превращается в пузырчатое стекло, аналогичное вспученному перлиту. Пехштейн встречается среди относительно древних изменённых вулканических пород; образует дайки, тела неправильной формы среди вулканических толщ, а также среди перлитов или цеолитизированных туфов. Месторождения на территории России встречены в Забайкалье, Приморском крае. Добывается вместе с перлитом для получения вспученного материала и вместе с цеолитами для получения гидравлических добавок в цемент.



Перлит

*Перлит* [< фр. perlite – жемчужина, назван по своеобразной структуре] – кислое водосодержащее вулканическое стекло с характерной концентрически-скорлуповатой (перлитовой) отдельностью – как результат растрескивания стекла вследствие сжатия при остывании, по этой отдельности стекло раскалывается на шари-

ки, имеющие слегка иризирующую поверхность (напоминают жемчужины) диаметром 1–15 мм.

Состав перлита аналогичен составу обсидиана, содержащему воды до 5–6 %, а также кристаллических включений в виде вкрапленников, микролитов (кварц, полевой шпат, плагиоклаз, биотит, амфибол) и сферолитов (агрегат калишпата, модификации кремнезёма вторичных минералов – цеолита, монтмориллонита); в некоторых разновидностях перлита присутствуют обсидиан, риолит.

Структура перлита сфероидальная; стекловатая в целом порода состоит из шариков, либо вкрапленников в стекло, либо слагают всю породу; текстура флюидальная, бывает пористой, шлаковой или массивной плотной.

Цвет светло-серый, часто с голубоватым или желтоватым оттенком; блеск восковой, шелковистый; перлит менее прозрачен, чем обсидиан. Плотность 2,3–2,4 г/см<sup>3</sup>; объём пор до 70 %; твёрдый, хрупкий.

Залегаёт обычно в центральных частях риолитовых куполов; тесно связан с обсидианом; встречен в тех же месторождениях, что и пехштейн, а также в Бурятии.

На практике широко применяется вспученный перлит, который получают обжигом при 900–1100 °С; вспучивание происходит за счёт удаления структурной воды и гидроксила в момент расплавления стекла до пластичности. Вспученный перлит имеет плотность 350–400 кг/м<sup>3</sup> и применяется в качестве крупного и мелкого (в молотом виде) заполнителя в теплоизоляционных и конструктивно-теплоизоляционных бетонах. В естественном виде используются главным образом пористые разновидности перлита, тоже как заполнитель и огнеупорный материал; в керамической промышленности для производства высококачественного стекла, а также в качестве абразива, наполнителя красок, штукатурок. Добавка перлита в почву улучшает её структуру, свойства.



Пемза

*Пемза* [*< лат. pumex – пена*] – пористая разновидность кислого вулканического стекла (пористость не менее 60–80 %). Пемза часто содержит кристаллические включения – вкрапленники плагиоклаза, кварца.

Структура пемзы стекловатая (стекла более 80 %); текстура пеннистая, губчатая, пузыристая.

Физические свойства: цвет белый, светло-серый, желтоватый, реже розоватый, красноватый; блеск матовый, шелковистый; излом неровный, раковистый. Твердость 5–6,5; плотность 0,4–0,9 г/см<sup>3</sup> (плавает на воде), плотность частиц 2–2,3 г/см<sup>3</sup>; химически инертна, огнестойка; размягчение при 1400 °С.

Пемза образуется при бурном вскипании лавы вследствие выделения вулканических газов и паров при извержении. Залегает в виде коротких потоков, покровов, слагают верхние зоны экструзивных куполов. Месторождения пемзы наиболее распространены в районах послетретичного, современного вулканизма. На территории России месторождения пемзы известны на Камчатке, Курильских островах.

Сферы промышленного применения пемзы: строительная (заполнитель в лёгких бетонах), в качестве абразива для полировки и шлифовки дерева, металла, мрамора; в химической промышленности (изготовление фильтров, для инертной основы катализаторов); в нефтяной промышленности (очистка масел); в стекловарении, получении глазурей, добавка в цемент; в быту.

*Фельзит* [*<нем. Felsit – полевой шпат*] – кислая вулканическая порода афировой структуры, порой называемая разновидностью липарита (риолита). Термин первоначально использовался для основной массы порфировых пород.

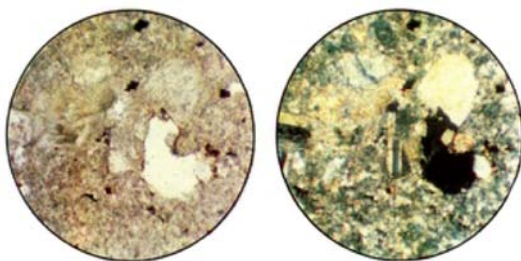
Фельзит состоит из мелкозернистого (микрокристаллического, скрытокристаллического) агрегата кварца и полевого шпата; может присутствовать небольшое количество стекла; иногда вместо кварца присутствуют полиморфные модификации кремнезёма (крystalлит, тридимит).



Фельзит

По химическому составу фельзит варьирует от дацита (68 % кремнезёма) до риолита (72–75 %). Фельзит используется как высококачественный кислотоупорный материал. Добавка фельзита в цемент (до 20–30 % по массе) повышает прочностные характеристики цемента.

*Кератофир* [*<* греч. *keras* – рог и *por-phireos* – пурпурный] – кислая вулканическая порода, состоящая из плагиоклаза ( $An_{0-10}$ , реже  $An_{10-30}$ ), иногда кварца (кварцевый кератофир), а также хлорита, эпидота и кальцита; редко с небольшим количеством цветных минералов (главным образом биотита); порода существенно натриевая с преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$ .



Кератофир

Структура породы порфировая, фельзитовая, микропиклитовая; основная масса светло-серого, светло-зелёного, реже бурого цвета с редкопорфировыми выделениями альби-

та; иногда среди фенокристаллов попадает калишпат, в той или иной степени замещённый альбитом; чаще фельзиты образуют потоки и покровы; характерно совместное его нахождение со спилитами с образованием кератофир-спилит-диабазовых формаций. В России встречен на Южном Урале, Кавказе, в Крыму. Добывается на щебень.

### **3.5.5. Магматические вулканогенные обломочные породы**

Все горные породы, содержащие вулканогенный материал, подразделяются на три вида:

- 1) вулканогенные обломочные породы;
- 2) взрывные ксенобрекчии;
- 3) осадочные породы, содержащие вулканогенный материал.

К магматическим относятся только **вулканогенные обломочные породы** – породы, синхронные по времени образования вулканизму, имеющие обломочную структуру, состоящие более чем на 50 % или полностью из эффузивного или взрывного синхронного вулканизму материала, сцементированного лавой или гидрхимически. Названием «вулканогенные обломочные породы», (а не «вулканогенно-обломочные породы») обозначена их принадлежность к классу вулканических, типу магматических пород и по магматической составляющей они должны классифицироваться как и все вулканические породы (табл. 46). Вулканогенные обломочные породы по наличию или отсутствию в них примеси синхронного извержению экзогенного (осадочного) материала подразделяются на две надгруппы:

1. *Вулканокластические*, не содержащие существенного количества примеси экзогенного (осадочного) материала; в свою очередь по условиям образования они подразделяются на две разновидности:

- эффузивно-обломочные;
- взрывно-обломочные.



Таблица 46

## Основная классификация вулканогенных обломочных пород

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Отряд	Подотряд	Семейство (вид)
Вулканокластические породы без существенной примеси экзогенного осадочного материала	Эффузивно-обломочные породы – продукт дробления лавы при ее застывании, изливании	Лавобрекчиевые породы, обломки лавы и цемент, одинаковые по составу, структуре, текстуре	С лавовым цементом	Глыбовая лавобрекчия	Брекчиевая лава
		Кластолавовые породы, обломки лавы и цемент, различные по составу, структуре, текстуре		Глыбовая кластолава	Кластолава
		Лавокластические породы – продукты дробления лавовых потоков в процессе излияния	С гидрохимическим цементом	Сцементированные. Рыхлые	Лавокластит
		Гиалокластические породы – продукты подводного или подлёдного дробления лавовых потоков		Сцементированные. Рыхлые	Гиалокластит

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Отряд	Подотряд	Семейство (вид)
	Эксплозивные обломочные породы – продукты извержения взрывного характера; без перемыва и переотложения обломочного материала	Пирокластические породы – продукты дезинтеграции расплава и его затвердевших фаз при магматических взрывах	Без примеси ксеногенного взрывного материала	Рыхлые	Тефра
				Литифицированные: спёкшиеся; цементированные	Спёкшиеся туфы. Агглютинаты. Игнимбриды. Агломератовый туф. Туф
			С примесью ксеногенного материала до 50 %	Рыхлые	Ксенотефра
				Литифицированные: спёкшиеся; цементированные	Спёкшийся ксенотуф. Ксеноагглютинат. Ксеноигнимбриды. Агломератовый ксенотуф. Ксенотуф
		Гидроэксплозивные породы – продукты дезинтеграции расплава и его затвердевших фаз при магматических взрывах	Без примеси ксеногенного материала	Литифицированные	Гидроэксплозивный туф
			С примесью ксеногенного материала		Гидроэксплозивный ксенотуф

Окончание табл. 46

Надгруппа	Группа	Подгруппа	Отряд	Подотряд	Семейство (вид)
Осадочно-вулканокластические (туффиты) – продукты с примесью синхронного осадочного материала		Пирокластический или гидроэксплозивный материал с примесью осадочного материала до 50 %	Осадочный материал: глинистый, кремнистый, карбонатный	Рыхлые	Туффиты
				Сцементированные гидрорхимически	

2. *Осадочно-вулканокластические породы (туффиты)* – рыхлые или сцементированные вулканические обломочные породы, состоящие из пирокластического или гидроэксплозивного материала и содержащие в подчинённом количестве примесь экзогенного (осадочного) материала (терригенного, хемогенного, органогенного, смешанного). Цемент туффитов может быть гидрохимическим (преимущественно) или содержать заметное количество осадочного (глинистого, кремнистого, карбонатного) материала в цементе.

В группу *эффузивно-обломочных пород* объединены породы, образовавшиеся в результате дробления вулканической лавы при её излиянии. Эти породы подразделяются на четыре подгруппы:

1) лавобрекчиевые породы (брекчиевые лавы), образующиеся при взламывании застывшей корки движущимся потоком лавы; обломки лавы и цемент одинаковы по составу, структуре и текстуре;

2) кластовые лавы (кластолавы), образующиеся при цементировании первичной лавой или лавой, образованной вторичным разогревом, обломков ранее застывшей лавы; цемент и обломки отличаются по составу, структуре и текстуре;

3) лавокластические породы (лавокластиты), образующиеся в результате дробления лавовых потоков и экструзий при излиянии расплава на поверхность в наземных, подводных и подлёдных условиях, сцементированы гидрохимически или рыхлые;

4) гиалокластические породы (гиалокластиты), образующиеся при взаимодействии изливающегося расплава с водой, за счёт быстрого охлаждения лавы с растрескиванием вулканического стекла и изменением его химического состава (гидратацией), сцементированы гидрохимически или рыхлые.

В группу *эксплозивно-обломочных пород* вошли породы, образованные в результате извержений explosивного типа, без перемыва и переотложения материала. Группа делится на две генетические подгруппы:

1) пирокластические породы (пирокластиты), образовавшиеся при дезинтеграции расплава и его затвердевших фаз при взрыве магматического типа извержения вулкана. Пирокластиты могут быть:

- рыхлые (тефра);
- литифицированные (окаменевшие):
- уплотнённые;
- цементированные гидрохимически;
- спёкшиеся, сваренные;

2) гидроэксплозивные вулканокластические породы, образованные при эксплозиях фреатомагматического [<греч. *phreatos* – колодец] типа, происходящих при взаимодействии расплава с водой или с насыщенными водой осадками, породы литифицированы.

Эксплозивно-обломочные породы подразделяются также на породы без примеси и породы с примесью ксенокластитов до 50 %. Ксенокластиты являются обломками пород, окружающих магматический очаг или вулканический аппарат, они также могут представлять собой интрателлурический [<лат. *intra* – внутри и *telluris* – Земля] материал или ксенокристаллы, захваченные из существующих магматических очагов с магмой иного состава. Наличие ксеногенного материала обозначается в названии породы добавлением к корневой части «ксено» (например, ксенотуф).

Вулканогенные обломочные породы рассматриваются в кодексе [7] как подкласс вулканических магматических пород и ввиду многообразия видов и разновидностей, наряду с основной классификацией существует необходимость дополнительной классификации вулканогенных обломочных пород по генезису и размерам обломочного материала.

Синонимы некоторых определений:

- крупнопсефитовый – крупнолапиллиевый;
- мелкопсефитовый – мелколапиллиевый, крупнообломочный;

- псаммитовый – среднеобломочный;
- алевритовый – мелкообломочный;
- пелитовый – тонкообломочный.

***Некоторые термины вулканогенных обломочных пород.***

*Брекчия* [< итал. bressia] – цементированная обломочная порода, сложенная угловатыми обломками различных горных пород размером более 1 см. Различают вулканические, осадочные и тектонические брекчии.

*Ксеногенный материал* [< греч. xenos – чужой и genos – происхождение] – материал иного, чем вмещающие породы, происхождения.

*Литифицированный материал* (порода, осадок и т.д.) [< греч. lithos – камень] – закаменевший (уплотнённый, в том числе обезвоженный), спёкшийся, цементированный, сваренный и др.

*Агглютинаты* [< лат. agglutinare – приклеивать] – разновидность агломератов, в которых извергаемые вулканические материалы были пластическими и цементированы в процессе накопления тонкими обломками стекла.

*Агломераты* [< лат. agglomeratus – присоединённый, накопленный] – рыхлые скопления несортированных неокатанных обломков горных пород, главным образом вулканических осадков; при цементации образуют брекчии.

*Игнимбриты* [< лат. ignis – огонь и imber – ливень] – пирокластические породы, «образованные огненным ливнем», образованные при эксплозивных (взрывных) вулканических извержениях, когда над земной поверхностью в потоках раскалённых газов неслись капли и куски пока ещё не затвердевшей пластичной лавы, впоследствии «сваренные» («спёкшиеся») между собой. Разлетевшиеся на тысячи квадратных километров они образовали толщи в несколько сотен метров.

*Вулканокластический материал* – пары воды, вулканические газы, частицы лавы, выбрасываемые при эксплозивных

магматических извержениях: вулканические пеплы, лапилли, вулканические бомбы.

*Вулканические газы* – газы, выделяемые во время и после извержения из кратера, трещин на склонах вулканов, из лавовых потоков и пирокластических пород. В их составе, кроме пара воды (его в газах более 90 % объёма), установлено: углекислый газ  $\text{CO}_2$ , угарный газ  $\text{CO}$ , метан  $\text{CH}_4$ , сероводород  $\text{H}_2\text{S}$ , сернистый ангидрит  $\text{SO}_2$ , водород  $\text{H}_2$ , азот  $\text{N}_2$ , хлористый водород  $\text{HCl}$ , фтористый водород  $\text{HF}$ , благородные и другие газы, небольшие количества галогенов и других летучих соединений со многими химическими элементами.

Вулканические газы, выделяющиеся во время извержения из кратеров, трещин, в процессе дегазации поднимающейся к поверхности магмы, называются эруптивными [*< лат. eruptus – выброшенный, изверженный*] газами; именно они определяют характер взрывных (эксплозивных) извержений и влияют на текучесть лав. Вулканические газы, выделяющиеся в периоды спокойной деятельности вулканов, из фумарольных полей в виде струй и клубящихся масс из отдельных участков кратеров или с поверхности остывающих лавовых потоков, называются фумарольными, мофетными и сольфатарными газами в зависимости от состава и температуры газов. Они представляют собой смесь газов, поступающих из лав или пирокластических пород с газами, захваченными из атмосферы и образовавшимися при взаимодействии горячих вулканических продуктов с погребёнными под ними горными породами, почвой, растительностью, грунтовыми и другими водами.

*Фумаролы* [*< итал. fumarole от futo – дым*] – выделения паробразных и газообразных продуктов из трещин на стенках и дне кратера вулкана и на его склонах, а также на свежих лавах, покрывающихся шлаковой коркой.

*Мофеты* [*франц. mofette < исп. mofeta – рудничный газ*] – выделения углекислого газа и пара воды из небольших кана-

лов и трещин кратера вулкана, на его склонах и на застывающих лавах, имеющих 100 °С и ниже.

*Сольфатары* [по названию вулкана Сольфатара близ Неаполя, выделяющего сернистые газы (итал. solfo – сера) и воду] – выделения газов (главным образом сернистого газа и сероводорода с примесью пара воды и других газов) из трещин на стенках и дне кратера вулкана и на его сколах, имеющие до 300 °С.

*Вулканический пепел* – пирокластический материал (теффра) с размерами частиц менее 2 мм, образующийся в результате дробления вулканическими взрывами извергающейся жидкой лавы и слагающих вулкан пород – продуктов более ранних извержений. В зависимости от размера частиц, силы извержения и ветра вулканический пепел может оседать на значительном удалении от места извержения, образуя выдержанные маркирующие горизонты. Эта особенность вулканического пепла используется в стратиграфии (тефрохронологический метод корреляции толщ горной породы. Ежегодно вулканы Земли выбрасывают в среднем  $3 \cdot 10^9$  т вулканического пепла.

Применяется вулканический пепел для изготовления лёгких бетонов, тарного стекла, цементов, теплоизоляционных материалов, фильтровальных масс. Кроме того, используется и как среда для выращивания растений.

*Лапилли* [< лат. lapillus – камешек] – мелкие (от 2 до 50 мм) угловатые или округлые шлаковые и пористые куски лавы, выброшенные при вулканических извержениях вместе с вулканическими бомбами и пеплом.

*Вулканическая бомба* – застывший комок лавы, брошенный во время извержения из жерла вулкана в жидком состоянии. Форма вулканической бомбы зависит от состава лавы. Жидкие лавы не успевают остыть в воздухе и при падении на землю приобретают лепёшеобразную форму. Маловязкие лавы (базальтовые), вращаясь, принимают в полёте витую, веретенообразную, грушевидную и тому подобные формы. Вяз-



кие лавы (например, андезитовые) приобретают форму типа хлебной корки (округлые или неправильно-многогранные) и покрыты сетью трещинок. Размеры бомб от 5 см до 7 м в длину.

***Примеры вулканогенных обломочных пород.***

*Лавовая брекчия* (брекчиевая лава, лавобрекчия) (названа по образуемой текстуре – застывшая изломанная корка лавы брекчиевой текстуры).

Состав цемента и обломков одинаков и соответствует составу вулканической породы (базальт, андезит и др.). Разновидности выделяются по составу и размерам обломков. Физические свойства подобны свойствам вулканических пород соответствующего состава.



Лавовая брекчия

Залегают лавобрекчии на поверхности и в нижних частях лавовых потоков, по периферии лавовых куполов, некков и других вулканических тел с постепенным переходом к вулканическим породам монолитного сложения. Встречены в сопках Камчатки (Ключевская, Авачинская и др.), в Крыму.

Образование лавобрекчий связано с обильным выделением паров и газов из лав, вследствие чего лавы при остывании распадаются на отдельные глыбы. Эти глыбы цементируются лавой внутренних частей потока, но чаще цементируются, приходя в соприкосновение между собой, свариваются под воздействием заключённых в них запасов тепла или вследствие сильного разогревания при окислении горячей лавы кислородом воздуха.

Липаритовые лавобрекчии характеризуются большой пористостью и большим содержанием легкорастворимого

аморфного кремнезёма. В связи с этим служат в размолотом виде естественными гидравлическими добавками при производстве цементов, устойчивых к действию морской воды. Например, трассы Карадага на юго-восточном побережье Крыма.

*Трассы* – горная порода из группы вулканических туфов, твёрдая светлая пористая масса, богатая легкорастворимой аморфной кремнекислотой. Применяется как активная гидравлическая добавка к портландцементу, придающая ему способность твердеть под водой и коррозионную стойкость к морской воде.

*Кластолава* (назван по способу образования) – горная порода, состоящая из частиц вулканических пород и тёмного вулканического стекла, прочно сваренных между собой и как бы связанных взаимными переходами. Обломки и цемент по составу, структуре, окраске, степени изменения неодинаковы.

Структура породы обломочная, от мелко- до грубообломочной, в кислых кластолавах часто фельзитовая. Текстура однородная, брекчиевая или слабо выраженная флюидальная, пористая.

По химическому составу кластолавы аналогичны соответствующим вулканическим породам; более распространены кислые и средние.

Цвет различный, преимущественно светлых тонов; порода прочная, каменная, твёрдая, иногда лёгкая, пористая. Разновидность – игнимбрит, несколько отличающийся деталями структуры: вулканическое стекло обособлено в виде линзовых включений.

Образуется кластолава в результате цементации обломков застывших лав, свежей жидкой лавой иного состава. Может образоваться в поверхностных частях лавового озера, заполнившего кратер вулкана, при попадании лавы в рыхлый материал шлакового конуса вулкана, при захвате вулканической породы движущимся лавовым потоком или поднимающейся

лавой, а также в периферических частях куполов, некков и в трубках взрыва.

Залегают в виде потоков, куполов, некков. Встречены на Урале, Камчатке (сопки Безымянная, Шивелуч), Курильских островах, Охотском побережье, Сихотэ-Алинь.

Кластолава является ценным строительным камнем.

*Вулканический туф* [< лат. tofus – древнее название вулканических пород в Ю. Италии] – уплотнённые сцементированные рыхлые продукты вулканических извержений. Структура обломочная, текстура неоднородная, грубослоистая. Порода состоит из несортированных обломков вулканических пород и минералов, стекла или пемзы и цементирующего их агрегата частиц вулканического пепла или песка. Размер обломков меняется в широких пределах. Форма обломков в грубообломочных туфах может быть округлой (вулканические бомбы), остроугольной или фигурной (вследствие выброса в пластичном состоянии). Более 90 % породы составляет пирокластический материал, по составу соответствующий вулканическим породам. До 5 % объёма породы может составлять материал осадочно-хемогенного происхождения: глинистые минералы, выделения кремнезёма, окислы железа и др.

Цвет вулканического туфа розовый, красный, лиловый, серо-зелёный, соответствует окраске вулканических пород того же состава. Порода прочная, каменистая, нередко пористая, твёрдая или средней твёрдости.

Разновидности выделяются по размерам обломков и по составу: липаритовые, трахитовые, базальтовые и другие туфы.



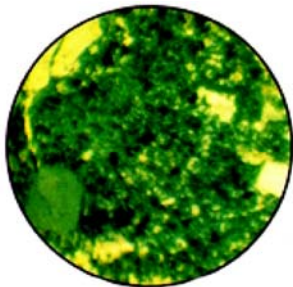
Вулканический туф

Образуются туфы вследствие выброса обломков застывшей лавы или частиц полужастывшей лавы при взрывных (экс-

плотных) извержениях вулканов. Рыхлый обломочный материал на месте отложения уплотняется и цементируется в результате разложения частиц пепла под воздействием горячих растворов вулканического происхождения либо путём спекания обломков. Залегают туфы слоями, линзами, часто перемежающимися с потоками и покровами вулканических пород. Распространены туфы подобно вулканическим породам того же соответствующего состава.

Липаритовые туфы, характеризующиеся высокой пористостью и высоким содержанием легкорастворимого аморфного кремнезёма, служат в размолотом виде гидравлической добавкой в производстве цементов, устойчивых к агрессивному действию морской воды.

*Туффит* (название по сходству с туфами) – вулканогенная обломочная порода, состоящая из пирокластического и осадочного материала, доли которых могут варьировать от 10 до 90 % объёма породы.



Туффит

При содержании в породе пирокластического материала от 50 до 90 % порода называется туффитом, при содержании в породе осадочного материала от 50 до 90 % – туфогенной породой, относящейся к вулканокластоосадочным породам и описывается в составе осадочных пород.

Структура обломочная от тонко- до грубообломочной; в крупно- и грубообломочных разностях легко различаются обломки и цемент; характерна чёткая сортировка обломочного материала по крупности. Текстура слоистая, нередко тонкослоистая.

Пирокластический материал представлен обломками вулканических пород, их минералами, вулканическим стеклом,

пемзой, шлаками, пеплом; осадочный материал представлен частицами нормально-осадочных пород: кварца, полевых шпатов, биотита, известняка, гранита и цементирующего все обломки, зерна глинистого, кремнистого и особенно известкового вещества; нередко органические остатки. Разновидности по размерам пирокластических частиц: от глыбового конгломератового до пелитового туффита.

Цвет разнообразен, нередко окраска пёстрая, перемежающаяся с зеленоватыми, буроватыми, лиловыми, красноватыми оттенками. Порода прочная, каменистая или слабо связанная.

Залегание слоями аналогично осадочным породам; туффиты широко распространены: в России: Сев. Кавказ, Урал, Алтай и др. Используется как строительный материал.

*Тефра* [< греч. τέφρα – пепел]; термин «тефра» встречается уже у Аристотеля для обозначения вулканического пепла. В современной терминологии тефра – обобщённый термин для эруптивного [< лат. eruptus – выброшенный, изверженный] материала, выбросов всего рыхлого вулканического материала при эксплозивных магматических извержениях (вулканические бомбы, пеплы, шлаки, стёкла; обломки вулканических пород и др.). Обычно средний размер частиц тефры и суммарная мощность слоя уменьшается с удалением от вулкана. Тефра – неконсолидированные пирокластические образования. После образования слои тефры постепенно уплотняются, литифицируются и переходят в вулканический туф.

### **3.6. Магматические гипабиссальные горные породы**

Гипабиссальные породы – класс магматических горных пород, образовавшихся при кристаллизации магматических расплавов на небольших глубинах, по условиям образования, а также по структурно-текстурным признакам являются промежуточными между вулканическими и плутоническими поро-

дами. От вулканических пород гипабиссальные отличаются большей раскристаллизацией и крайне редким появлением вулканического стекла; от плутонических пород гипабиссальные отличаются образованием более мелких интрузивных тел, мелко-, тонкозернистой, часто порфировой структурами.

Гипабиссальные породы в большинстве случаев залегают в виде малых интрузий: даек, небольших штоков, силлов, а также трубок взрыва (диатрем), несвязанных с вулканизмом. По условиям залегания (проявления) гипабиссальные образования делят на две большие автономные группы:

1) малые интрузивные тела силлово-дайкового типа (силлы, дайки, небольшие штоки, лакколиты), развитые главным образом в подвижных областях земной коры (зоны орогенеза, рифтогенеза, геодинамических режимов);

2) малые тела диатремово-дайкового типа (диатремы, дайки, корни вулканов и др.), развитые главным образом на платформах и щитах, реже в пределах орогенов; залегают в виде обособленных поясов различной протяжённости, для таких образований характерны брекчиевые, автобрекчиевые, туфффузионные фации, которые иногда целиком сложены в изометрические в плане тела-диатремы (трубки взрыва), которые внешне имеют сходство с субвулканическими жерловинами (некками), но отличаются от них многофазностью. Такие комплексы содержат ксенолиты и ксенокристаллы глубинных пород.

Гипабиссальные магматические образования имеют большое металлогеническое значение, как поисковые признаки условий формирования и размещения рудных месторождений (металлогения – учение о полезных ископаемых).

Жильные горные породы, заполняющие трещины в земной коре, по составу могут быть магматические, метасоматические и даже осадочные.

Жильные породы магматического происхождения могут быть объединены с гипабиссальными по схожести их условий

залегания (малые интрузивные формы – дайки, силлы, небольшие штоки) и по схожести структур (порфиновые, порфировидные, аплитовая, микропегматитовая). Большинство гипабиссальных магматических пород (лампрофиры, лампроиты, орендиты, тешениты и др.) во многих геологических справочниках и энциклопедиях отнесены к жильным магматическим породам.

Гипабиссальные породы дайкового типа как продукты кристаллизации магматического расплава по своему минеральному составу могут соответствовать той же магме, из которой образовался плутонический массив, интрузивное тело. Такие гипабиссальные дайковые породы называются асхистовые [*<* греч. *α* – частица в начале слова – отрицание, *schism* – расщепление] (нерасщеплённые) горные породы.

Диасхистовые (расщеплённые) породы по минеральному составу не соответствуют магме, из которой они образовались. Это случай, когда гипабиссальные породы являются продуктами кристаллизации расщеплённой на две части магмы – одну часть, обогащённую тёмными (фемическими) минералами, другую часть, обогащённую светлыми (салическими) минералами, как правило, более лёгкими, чем фемические.

Асхистовые породы имеют сходный минеральный состав с породой плутонического массива, с которым они связаны генетически и пространственно. Структуры асхистовых пород: порфировая, мелко-, микрозернистая, микролитовая, афировая и другие субвулканические структуры.

Диасхистовые породы могут быть лейкократовыми и меланократовыми. Лейкократовые диасхистовые породы по структуре могут быть полнокристаллические мелкозернистые, их называют аплиты, разновидности носят названия в зависимости от минералогического состава (гранит-аплит, сиенит-аплит и др.); крупнозернистые, крупнообломочные – пегматиты (гранит-пегматит, сиенит-пегматит и др.). Меланократовые диасхистовые породы имеют полнокристаллическую порфи-

ровую структуру. Вкрапленники обычно представлены темноцветными минералами (пироксены, роговая обманка, биотит). Основная масса состоит из лейстовидных (призматических) зёрен полевого шпата (калиевый полевой шпат, плагиоклаз) и темноцветов (пироксены, роговая обманка, биотит). К меланократовым диасхистовым породам относят породы кимберлитовой и лампроитовой серий и лампрофиры.

**Номенклатура и классификация гипабиссальных пород.** Как отмечалось выше, класс гипабиссальных магматических пород по условиям образования, залеганию, а также по структурно-текстурным особенностям является промежуточным между вулканическим и плутоническим.

Гипабиссальные породы образуют как субвулканические массы (некки, диатремы, жерловины, экструзивные куполы), так и субплутонические тела в виде малых интрузий (даек, силлов, небольших штоков, жил). Кристаллизация гипабиссальных пород происходила в средних термодинамических условиях, что определило своеобразие их структур (порфировая, порфиroidная, гранофировая, лампрофировая, аплитовая, микропегматитовая и др.).

По химическому и минеральному составу гипабиссальные породы можно разделить на две большие группы:

1. Породы, отвечающие определённым видам вулканических или плутонических пород и находящиеся с ними в тесной пространственной связи.

2. Породы, не имеющие аналогов ни среди вулканических, ни среди плутонических пород.

К первой группе гипабиссальных пород можно отнести:

а) гипабиссальные породы, являющиеся структурными разновидностями пород плутонических и не имеющие собственных названий с фенокристаллами:

– кварца и (или) полевого шпата; они называются в соответствии с номенклатурой плутонических пород с отражением их порфирового строения (гранит-порфир, сиенит-порфир);



– плагиоклаза и (или) цветных фемических минералов; они также называются в соответствии с номенклатурой плутонических пород с отражением их порфиривого строения добавлением «порфирит» (диорит-порфирит и др.);

б) гипабиссальные породы с фенокристаллами в полнокристаллической или скрытокристаллической основной массе, входящие в состав вулканических комплексов; они называются в соответствии с номенклатурой плутонических пород с отражением их порфиривого строения и названия вулканического комплекса, в состав которого они входят (сиенит-порфир в трахитовом комплексе, габбро-порфирит в базальтовом комплексе);

в) гипабиссальные субвулканические породы, содержащие стекло или девитрофицированный мезостазис (основная масса); их названия используют обычную номенклатуру вулканических пород в сочетании со словами «порфир» или «порфирит» в зависимости от фенокристаллов:

– кварца и (или) полевого шпата – порфира (дацит-порфир, трахит-порфир);

– плагиоклаза и (или) цветных фемических минералов – порфирита (андезит-порфирит, базальт-порфирит и др.);

г) гипабиссальные породы афировой структуры (без фенокристаллов), зернистость которых видна под микроскопом; в их названиях используются соответствующие по составу названия плутонических пород с префиксом «микро» (микродиорит, микрогаббро, щелочной микросиенит);

д) гипабиссальные породы, за которыми закреплены собственные названия (аплит, пегматит, долерит, диабаз, фельзит, тешенит, витрофир, невадит).

Ко второй группе гипабиссальных пород, не имеющих аналогов среди вулканических и плутонических пород, относятся породы лампроитовой и кимберлитовой серий, лампрофиры, щелочные беспироксеновые пикриты, среди которых есть также виды пород с собственными названиями (табл. 47).

Таблица 47

## Классификация магматических гипабиссальных горных пород

Отряд, содержа- ние SiO <sub>2</sub> , %	Подотряд	Серия. Семейство	Виды пород
Породы ультраос- новные, < 45 %	Щелочной	Серия лам- проитовая. Се- мейство ульт- раосновных лампроитов	Оливин-диопсидовый ульт- раосновной лампроит, оли- вин-флогопитовый ультра- основной лампроит
	Щелочной	Серия кимбер- литов. Семейст- во кимберлиты	Кимберлит, кимберлитойд, оранжит
	Нормально- щелочной	Пикриты	Коматиит, феррокоматиит, меймечит
	Щелочной	Фоидолиты ультраоснов- ные	Микромельтейгит, микро- ийолит, мельтейгит- порфир, ийолит-порфир, уртит-порфир
Породы основные, 45–52 %	Нормально- щелочной	Пикробазальты	Пикродолерит, высокоти- танистый пикродолерит, низкотитанистый пикродо- лерит, ферропикродолерит
		Базальты	Долерит, оливиновый долерит, плагиодолерит, гиперстеновый долерит, диабаз
	Щелочной	Базальты щелочные	Базальт-порфирит, спилит, спилит-порфирит, тешенит
		Габброиды щелочные	Микрогаббро, габбро-пор- фирит, эвкрит, габбро-аплит, оливиновое микрогаббро, тешенит, оливиновый габ- бро-порфирит, оливиновый габбро-аплит

Отряд, содержа- ние SiO <sub>2</sub> , %	Подотряд	Серия. Семейство	Виды пород
		Лампроиты основные	Оливин-дирпсид-флогопитовый основной лампроит, оливин-диопсидовый основной лампроит, диопсид-флогопитовый основной лампроит, диопсид-флогопит-амфиболовый основной лампроит, лейцит-флогопитовый основной лампроит
		Сиениты фельдшпатоид- ные основные	Нефелиновый сиенит-порфир, нефелиновый сиенит-аплит, сиенит-пегматит
Породы средние, 52–63 %	Нормально- щелочной	Диориты	Микродиориты, диорит-порфир, диорит-порфирит, диорит-аплит
		Андезиты	Андезит-порфирит
	Умеренно- щелочной	Монцониты	Микромонцонит, монцонит-порфир, монцонит-аплит
		Трахиты	Трахит-порфирит
	Щелочной	Фельдшпато- идные сиениты	Микрофойяит, фойяит-порфир, фойяит-аплит
		Средние лам- проиты – орен- диты	Лейцитовый орендит, орендит, амфиболовый орендит
Кислые, 63–72 %	Нормально- щелочной	Гранодиориты	Микрогранодиорит, гранодиорит-порфир, гранодиорит-аплит
		Граниты	Микрогранит, гранит-порфир, гранит-аплит
		Дациты	Дацит-порфир
		Риолиты	Риолит-порфир (кварцевый)

К гипабиссальным породам относятся также лампрофиры и пегматиты, присутствующие практически во всех отрядах.

*Минералогический состав гипабиссальных пород лампроитовой серии:*

Ультраосновные. Типоморфные минералы: оливин, слюда, +/- клинопироксен, +/- фельдшпатоид, +/- щелочной амфибол.

Основные. Типоморфные минералы: клинопироксен, слюда, +/- оливин, +/- фельдшпатоид, +/- ортоклаз, +/- щелочной амфибол.

Средние – орендиты. Типоморфные минералы: ортоклаз, лейцит, клинопироксен, флогопит, +/- оливин, +/- щелочной амфибол.

**Лампроиты.** Лампроиты [ $<$  греч. lampros – блестящий; назван из-за характерных для них вкрапленников флогопита – минерала из группы слюд] – общее название для серии меланократовых высокомагнезиальных гипабиссальных и вулканических щелочных пород, богатых лейцитом и санидином.

Лампроиты содержат оливин (форстерит), флогопит, диоксид, лейцит, санидин, рихтерит, а также специфические минералы вадеит, прайдерит (табл. 48).

Таблица 48

Семейства лампроитов

Семейства	Ультраосновные лампроиты	Основные лампроиты	Орендиты
Модальный минеральный состав (без стекла и продуктов девитрификации), об. %:			
Ol	20–40	0–25	0–13
Di	0–27	10–45	5–20
Phl	5–30	5–35	8–20

Семейства	Ультраосновные лампроиты	Основные лампроиты	Орендиты
Lc	Или 0–10	10–45	0–55
Lc <sup>1</sup>	Или 0–10	Или 7–55	–
Ort	Или 0–10	Или 7–55	–
Am	0–5	0–25	0–25
Anc		0–10	0–10
En			0–12
Содержание породо- образующих оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	37–46	43–53,5	52,5–59,3
TiO <sub>2</sub>	0,3–5	0,8–8	1,3–7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2–6,8	4–11,2	7–14,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,3–8,8	2,5–10,2	2,2–7,4
FeO	2,4–8	0,6–7,7	0,5–4,2
MgO	18–29,2	5,8–22	4,4–15,5
CaO	3–8	2,6–13	1,1–7
Na <sub>2</sub> O	0,1–0,8	0,2–2,9	0,2–2,2
K <sub>2</sub> O	1,3–5,3	2,8–10,5	5,4–12,6
MnO	0,1–0,2	0,1–0,25	0,05–0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3–2,3	0,3–2,2	0,2–2,2
Разновидности по вто- ростепенному минералу	Рихтеритовый, ортоклазовый, тетраферрифло- гопитовый	Рихтерито- вый, орто- клазовый, флогопито- вый, аналь- цимовый	Оливино- вый, диоп- сидовый, рихтерито- вый, энста- титовый, анальци- мовый

Лампроиты образуют небольшие тела: дайки, диатремы, которые легко подвергаются выветриванию и разрушению; преимущественно экструзивной фации, могут быть эффузивные и интрузивные фации лампроитов. Встречаются лампроитовые лавы и лампроитовые туфы, часто брекчиевой структуры. Суммарный объём областей (полей) с лампроитами (их 24 по всему миру) не превышает 100 км<sup>3</sup>. При этом расположены они и на древних платформах и в складчатых поясах. Лампроиты имеют широкий диапазон возрастов от 56 тыс. лет до 1,4 млрд лет. Образование лампроитовых магм связывают с частичным плавлением литосферной мантии на глубинах более 150 км. Лампроиты часто содержат большое количество глубинных ксенолитов, мантийных перидотитов и эклогитов – метаморфических глубинных пород.

Впервые лампроиты были выделены как группа пород с высоким содержанием калия и магния. Алмазоносные лампроиты впервые были открыты в Австралии в 1976 г. Хотя лампроиты бывают связаны географически с кимберлитами, в тех и других есть много общего, но есть и существенные различия: лампроиты отличаются от кимберлитов высокой концентрацией калия, титана, фосфора и других элементов.

Генетический тип месторождений алмазоносных лампроитов отличается от кимберлитовой серии генетического типа месторождений алмазов.

Помимо Австралии лампроиты известны в Бразилии, России (в Карелии и на Кольском полуострове, а также в Якутии, на Алданском щите).

**Лампрофиры** [*<* греч. lampros – блестящий, сверкающий и порфир – выделяющийся; назван из-за характерных для лампрофиров и лампроитов вкрапленников минералов группы слюд] – общее название для группы мелано- и мезократовых гипабиссальных пород ультраосновного, основного и среднего составов, содержащих не менее 30 % железомagneзильных силикатов (биотит, флогопит или амфибол).

К главным породообразующим минералам лампрофиров относятся также плагиоклаз (лабрадор, андезин, олигоклаз), полевой шпат (ортоклаз), фельдшпатоиды (нефелин, лейцит), анальцит. Второстепенные минералы – оливин, клинопироксен, мелилит. Аксессуарные, рудные минералы – магнетит, апатит, циркон, перовскит.



Лампрофир

Цвет лампрофиров от тёмно-серого, тёмно-зелёного до чёрного. По химическому составу лампрофиры принадлежат к породам нормального, умереннощелочного и щелочного рядов и объединены в три крупные семейства: известково-щелочные (полевошпатовые) лампрофиры, фельдшпатоидные и мелилитовые. Минеральный состав видов легко читается по таблице классификации лампрофиров (табл. 49). Например, минетта состоит из ортоклаза, биотита, авгита, редко плагиоклаза. Вогезит по минеральному составу отличается от минетты наличием во вкрапленниках роговой обманки вместо биотита.

По характеру темноцветного минерала среди лампрофиров выделяют слюдяные, роговообманковые, более редкие авгитовые и также редкие мелилитовые разности. Салические минералы, представленные в лампрофирах: полевые шпаты (олигоклаз, лабрадор, ортоклаз), часто пронизанные игольчатыми кристаллами апатита; фельдшпатоиды (нефелин, лейцит); анальцит.

Структурные особенности лампрофиров, отличающие их от других магматических пород: они состоят из одинаково идиоморфных фемических и салических минералов, образующих тонкозернистую или мелкозернистую основную массу, в которой выделяются круглые, сплавленные фенокристаллы цветных минералов – железомagneзиальных алюмосиликатов, а не полевых шпатов.





Другая особенность: лампрофиры никогда не образуют обособленных крупных массивов, а встречаются в виде малых интрузивных тел (силлов, даек, жил, небольших штоков) и некков, диатрем, вулканических куполов, т.е. отчётливо связаны с трещинной тектоникой.

Порфиновые выделения (вкрапленники), представляющие те же минералы, которые входят в состав однородной тонко-, мелкозернистой основной массы, свидетельствуют, что кристаллизация породы проходила в несколько этапов. Образование на последних этапах кристаллизации интрузивных массивов на малой глубине и, очевидно, представляет собой продукт кристаллизации относительно низкотемпературной, богатой водой магмы.

Следующая особенность: обусловленный высоким содержанием фемических минералов чёрный и зелёный цвета лампрофиров резко контрастируют с окружающими гранитами, гранодиоритами и другими, сходными с ними породами, имеющими светлые тона, придаваемые кварцем, ортоклазом.

#### ***Некоторые виды лампрофиров.***

*Минетта* [< фр. minette – уменьшительное от фр. mine – руда] – порода, содержащая полевой шпат (ортоклаз), биотит, оливин, авгит, реже плагиоклаз.

*Вогезит* (по названию гор Вогезы на Северо-Востоке Франции). По минеральному составу отличается от минетты присутствием амфибола (роговая обманка) в качестве фенокристалла вместо биотита.

*Керсантит* (по названию селения Керсантон, Франция) – слюдяной известково-щелочной лампрофир диоритового состава. Содержит биотит (более 33 %), плагиоклаз (андезин, лабрадор), иногда небольшое количество калиевого полевого шпата (ортоклаз), пироксен (авгит), оливин и редко амфибол.

*Спессартит* (назван по местности Спессарт, Бавария, ФРГ) – меланократовая гипабиссальная (жильная) порода, состоящая из среднего плагиоклаза (андезин), роговой обманки

или клинопироксена (диопсид-авгит); в качестве второстепенных минералов присутствуют апатит, железистые минералы и часто циркон. В порфировой структуре фенокристаллы представлены роговой обманкой, редко плагиоклазом.

*Малхит* (по названию местности Мальхен, ФРГ) – типичная мелкозернистая жильная порода диоритового состава, нередко порфирированной структуры с фенокристаллами плагиоклаза, роговой обманки, реже биотита; основная масса полевошпат-рогообманковая с включениями кварца.

*Одинит* – лампрофир порфировой структуры. Мелкозернистая основная масса состоит из амфибола (роговая обманка) и основного плагиоклаза (лабрадор); порфирированные выделения представлены авгитом, лабрадором, реже амфиболом. Одинит – порода более основная, чем спессартит. Наличие амфибола сближает одинит с диоритовыми или габбровыми порфиритами.

*Гареваит* (по названию сопки Гаревой на С. Урале) (устаревший термин) – ультрамафический лампрофир, бесполовошпатовый крайний член вогезитоодинитового ряда. Впервые выделен в 1904 г. как разность порфирированного перидотита. Мелкозернистая основная масса состоит из пироксена (авгит), оливина, магнетита и хромита; фенокристаллы – диопсид. Структура панидиоморфная, изредка сидеронитовая. В некоторых справочниках гареваит – одинит с вкрапленниками диопсида в тонкозернистой основной массе из оливина, пироксена, лабрадора и акцессорных хромита и магнетита.

*Камптонит* (назван по местности Камптон, Франция) – порода лампрофирного типа, состоящая из плагиоклаза (андезин, лабрадор), бурого амфибола (баркевикит) и клинопироксена (титанавгит). Общее количество цветных минералов 40–50 %. Нередко присутствуют оливин и биотит. По преобладающему цветному минералу различают амфиболовый, биотитовый и др.

*Мончикит* – щелочной лампрофир порфировой структуры. Основная масса, состоящая из бесцветного или буроватого

стекла содержит в обилии микролиты баркевикита и титан-авгита, иногда малочисленные микролиты плагиоклаза. Порфиновые выделения представлены баркевикитом, биотитом, титан-авгитом и оливином. В некоторых мончикитах присутствуют фельдшпатоиды и мелилит.

*Уачитит* (по названию реки Уачита в Арканзасе) – меланократовый биотитовый мончикит, содержащий крупные фенокристаллы биотита или авгита.

*Саннаит* – щелочной лампрофир из ряда мончикит-камptonит; содержит около трети своего состава полевые шпаты (ортоклаз и альбит); цветные компоненты: авгит, баркевикит, эгирин, биотит; акцессорные минералы: нефелин, сфен, апатит, рудный минерал.

*Польценит* (по названию области Польцен, Чехия) – щелочной лампрофир из группы альнётитов, состоящий из оливина (до 50 %), мелилита, гаюина, биотита, нефелина, магнетита, перовскита, апатита, немного хромита.

*Бергелит* – щелочной лампрофир из группы альнётитов, состоящий из мелилита, гаюина, биотита, нефелина, магнетита, перовскита, апатита с небольшим количеством стекла. Структура порфировая; вкрапленники: мелилит, гаюин, перовскит, иногда авгит. Отличается от альнётитов отсутствием оливина и пироксена и относительно малым содержанием слюд.

*Альнётит* (назван по о. Альнё, Швеция) – ультрамафический лампрофир с фенокристаллами флогопита-биотита, оливина, авгита; в основной массе мелилит, авгит и биотит; второстепенные гранат, перовскит и кальцит.

*Кимберлит* (назван по г. Кимберли, ЮАР) – гипабиссальная ультраосновная порода, щелочная, порфировой структуры, являющаяся эруптивной (взрывной) брекчией, в которой среди разнородных включений обязательно присутствуют ксенолиты – ультраосновные породы глубинного, мантийного происхождения (пироповые перидотиты, реже пироповые оливиниты и основные пироксениты).



Кимберлит

Наличие этих включений, представляющих собой неплавленные реликты (остатки) подкоркового субстрата, свидетельствует о глубинности зарождения магмы кимберлитов, быстроте её подъёма и гипабиссальных условий кристаллизации.

Минеральный состав кимберлитов значительно более, чем обломки перидотитов, представлен их отдельными минералами: оливин, пироп, ильменит, хром-диопсид, флогопит, иногда алмаз.

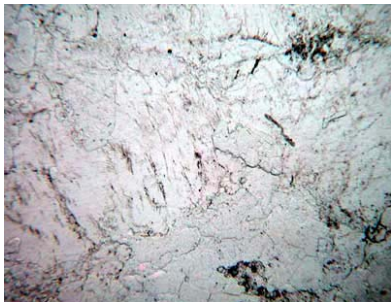
В зависимости от количества обломочного материала различают: массивные кимберлиты, брекчиевидные кимберлиты, кимберлитовые брекчии и кимберлитовые туфы. Минеральный состав связующей массы (цемента) кимберлитов характеризуется наличием фенокристаллов оливина (главный фенокристалл) и флогопита; основная масса образована мелкими зёрнами изменённого оливина, пироксена, флогопита, перовскита, магнетита, иногда апатита и монтчеллита, а также стекловатым базисом. Одной из характерных особенностей кимберлитов является то, что пироксен образует только микролиты в основной массе и никогда не встречается в виде фенокристаллов. Цвет породы чёрный с синеватым и зеленоватым оттенком. Химический состав кимберлитов сильно варьирует.

Кимберлиты выполняют трубки взрыва (диатремы), встречаются также в виде даек, жил, силлов. Кимберлиты относятся к малораспространённым породам; известно около 1500 тел кимберлитов, из которых 8–10 %, по другим – только 3–4 % являются алмазоносными, это при том, что кимберлиты являются одним из коренных источников алмазов. Наиболее распространены алмазоносные кимберлиты на Сибирской (Якутия) и Африканской (Южная и Центральная Африка) платформах. Согласно выводам российских (советских) геологов, алмазы не кристаллизуются из кимберлитовой магмы, которая генерируется в глубинных очагах, и является лишь их транспортёром.

***Беспироксеновый щелочной пикрит*** – гипабиссальная ультраосновная порода щелочного ряда; по минеральному составу и структурно-текстурным признакам занимает промежуточное положение между мелилит-пироксеновым (биотит-пироксеновым) пикритом и кимберлитом, который также лишен клинопироксена, имеет сходные специфические черты (постоянное содержание одного или нескольких глубинных минералов, кластопорфировая структура и др.). Все щелочные пикриты отличаются низкой глинозёмистостью и по относительной щёлочности входят в калиево-натриевую серию.

Слюда и амфибол базальтического типа в щелочных пикритах часто носят характер автометасоматических новообразований (формируют идео- и пойкилобласты) или позднемагматических выделений. В щелочных пикритах вкрапленники флогопита крайне редки, в отличие от кимберлитов, которых они обычны. Из аксессуарных минералов в щелочных пикритах более других распространены апатит, титаномагнетит, перовскит, ильменит, хромит.

Как правило, щелочные пикриты подвержены глубоким вторичным изменениям: карбонизации, серпентинизации, цеолитизации.



Аплит

**Аплит** [< греч. haploos – простой] – гипабиссальная и жильная диасхистовая, лейкократовая порода, бедная слюдой и другими цветными минералами.

Аплит – продукт дифференциации магмы, давшей глубинные породы, с которыми они генетически связа-

ны. Различают аплиты гранитного (наиболее распространены), сиенитового, диоритового и габбрового составов. Название соответственное: гранит-аплит (гранитовый аплит), сиенит-аплит, диорит-аплит, габбро-аплит и др.

Аплиты – одна из наиболее распространённых жильных, гипабиссальных пород. Залегают в виде жил, даек, пространственно тяготеющих к пегматитам и гранитным массивам, иногда гранитные аплиты слагают внешние, приконтактные зоны тел гранитных пегматитов. Аплит – продукт быстрой кристаллизации остаточной гранитной магмы, приобретающей мелкозернистую структуру вследствие потери летучих компонентов и падения давления.

Минеральный состав (для гранит-аплитов): кварц, щелочные полевые шпаты, кислый плагиоклаз; в незначительных количествах встречаются биотит, мусковит, щелочные пироксены; аксессуарные минералы: гранат, магнетит, апатит, турмалин, ортит, циркон и др.

Структура равномерно-мелкозернистая (зёрна 1–2 мм), некоторые зёрна кварца бывают крупнее зёрен других минералов, причём для кварца характерны кристаллографически правильные ограничения, чем для полевых шпатов. Текстура однородная (массивная) или полосчатая. Цвет белый, светло-серый, светло-розовый, желтоватый. Плотность 2,5–2,7 г/см<sup>3</sup>; прочность на сжатие 100–350 МПа. Порода крепкая, твёрдая, прочная.

Применяются аплиты в строительстве в качестве щебня; в стекольной промышленности; гранит-аплиты – для получения полевого шпата.

**Пегматит** [*греч. pegma < pegmatos – скрепление, крепкая связь; название по свойственным пегматитовой структуре тесным взаимопрорастаниям кварца и полевого шпата*] – преимущественно жильная, гипабиссальная диасхистовая, лейкократовая порода с крупно- или грубозернистой структурой. Термин «пегматит» был введён французским учёным Аюи (Р.Ж. Гаюи) в 1801 г. для породы, ныне известной как «письменный гранит», «графический пегматит», «еврейский камень», с характерной собственно пегматитовой структурой, напоминающей древние письма. Ныне термин «пегматит» распространяется и на породы (тела), в которых устанавливаются структурно-текстурные признаки прорастания минералов кварца и полевого шпата. Пегматиты преимущественно гранитного состава (гранитные пегматиты): главные минералы – полевые шпаты и кварц, присутствующие в соотношении 2/1 или 3/1; второстепенные минералы: биотит, мусковит, гранат, турмалин; наряду с ними присутствуют минералы редких элементов.

Структуры: пегматитовая (письменная), гранитовая, блоковая. Пегматитовая структура – образование системы вростков кварца внутри агрегатов минералов полевого шпата; минералы кварца имеют форму клина, треугольника, угловой скобки и т.п., а в целом образуется рисунок древнееврейского письма. Гранитовая структура – крупно-, грубозернистая структура породы гранитового состава, в которой полевой шпат образован в виде изометрических зёрен 1–3 см, кварц располагается между ними. Блоковая структура – крупные мономинеральные агрегаты (блоки) полевого шпата и кварца размерами 10–30 см, часто с неравномерным их распределением.

Текстуры: массивная, участковая, зональная. Участковая – нахождение отдельных структурных разностей пегмати-

та в виде различных по форме и размеру участков в преобладающей массе пегматита какой-либо другой структуры. Зональная – распределение структурных разновидностей пегматита в виде параллельных полос (зон).

*Гранитные пегматиты* отличаются большим разнообразием минерального состава. В них установлено более 300 минеральных видов, нередко 100–150 видов в одном пегматитовом теле. Только в гранитных пегматитах встречены минералы лития (петалит, эвкрипит, сподумен и его драгоценные разновидности – кунцит, гидденит), цезия (поллуцит), тантала (манганотанталит, воджинит, симпеонит, иксиолит, холтит), иттрия (иттриалит), скандия (торнвейтит), бора, берилла (гамбергит, родоцит), благородный берилл, морганит (воробьевит), цветные турмалины (рубеллит, индиголит, верделит) и др.

Для гранитных пегматитов характерны очень крупные кристаллы многих минералов, например, кварца 40 и 50 т, берилла 32 и 38 т, мусковита 77 т, рубеллита свыше 50 см в диаметре, пластины сподумена длиной более 10 м.

Кроме гранитных пегматитов известны пегматиты щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов (щелочные), пегматиты основных пород (габбро).

Цвет пегматитов белый, розовый, серый, желтоватый, реже зелёный (амазонитовый пегматит); по плотности, прочности, твёрдости пегматиты аналогичны гранитам. Твёрдость высокая; невыветрелые породы весьма крепкие, сопротивление сжатию 80–120 МПа.

Пегматиты образуются в условиях умеренных и значительных глубин, в интервалах температур 400–700 и 200–250 °С, отвечающих концу магматического – началу гидротермального процесса, при весьма высокой активности летучих компонентов. Залегают пегматиты в виде линз, даек, жил в гранитах или в метаморфических породах. Распространены преимущественно в областях развития метаморфических пород прорванных крупными гранитными телами типа батоли-



тов. На территории России встречены на европейской части, Урале, в Забайкалье, Восточной Сибири.

По характеру рудоносности гранитные пегматиты подразделяются на редкоземельные, умеренных глубин – редкометалльные, глубинные – слюдяные (мусковитовые); малых глубин – хрусталеносные, керамические. Пегматиты чрезвычайно важны как источник для получения редких элементов, редких металлов (лития, тантала, цезия, бериллия, рубидия, олова), драгоценных и поделочных камней, ураноториевых и редкоземельных минералов, пьезооптических минералов (горный хрусталь, флюорит), технически ценных минералов (полевые шпаты, слюды, кварц); пегматиты – важнейший источник керамического сырья.

**Порфиры.** *Порфир* [*греч. porphyreos – пурпурный, красный*] – гипабиссальная или жильная, порфировая структурная разновидность plutонических пород с фенокристаллами кварца и (или) полевого шпата (гранит-порфир, сиенит-порфир) или субвулканическая порфировая порода, содержащая стекло или девитрифицированную основную массу с фенокристаллами кварца и (или) полевого шпата (дацит-порфир, трахит-порфир). Термины «порфир» и «порфирит» не рекомендуются в кодексе [7] к применению в научно-технической литературе для обозначения самостоятельных видов, а только в названии гипабиссальной породы через дефис для отражения их структурного признака, при этом в первой части названия породы до дефиса – номенклатура вещественного аналога.



Порфир

Исторический термин «порфир» имел много других значений (ныне устаревших), самые известные из них взяты в порядке изложения из энциклопедий и словарей [1, 2, 8, 9]:

– порфир – эффузивная (вулканическая) горная порода с характерной порфировой структурой; палеотипный аналог липаритов (риолитов) и трахитов (липаритовый порфир, трахитовый порфир);

– порфир – общее название для изверженных пород, характеризующихся выделением крупных кристаллов силикатов или кварца, вкрапленных в основную мелкозернистую массу (гранит-порфир и др.);

– порфир – общее название палеотипных эффузивных пород, имеющих порфировую структуру: крупные кристаллы – вкрапленники в тонкозернистой основной массе. Главные разновидности: ортофирпалеотипный аналог трахита и кварцевый порфир – аналог липарита.

*Гранит-порфир* – гипабиссальная или жильная горная порода, в которой минералы-вкрапленники кварца и (или) щелочного полевого шпата погружены в мелкокристаллическую гранитовидную основную массу. Текстура породы обычно массивная или флюидальная. Окраска серая, жёлтая, розовая, бурая различных оттенков. Некоторые гранит-порфиры, отличающиеся высокими декоративными качествами, используются как облицовочные или поделочные камни. Гранит-порфиры встречаются в виде даек, жил и штоков в гранитовых или гранодиоритовых массивах, а также слагают иногда их внутриконтактные зоны. Воронкообразные или цилиндрические тела гранит-порфиров имеют обычно концентрически-зональное (кольцевое) строение с участием порфиров гранодиоритового и сиенитового составов.

На территории России гранит-порфиры распространены на Кавказе (Минеральные Воды), Горном Алтае, в Приморье и Хабаровском крае. Свежие породы твёрдые и весьма прочные. Используются в большей части для получения щебня

в дорожном строительстве. С интрузивами гранит-порфиров иногда связаны месторождения олова, молибдена, меди и др.

*Риолит-порфир* (кварцевый порфир, риолит палеотипный) – субвулканическая порода гипабиссального облика, порфировой структуры, кислая по химическому составу. Порода состоит из кварца (20 %), калиево-натриевого полевого шпата (40–90 %), плагиоклаза (10–60 %). Вкрапленники (30–35 %) представлены обычно ортоклазом. Присутствуют в небольших количествах пироксен, биотит и бурая роговая обманка.

Структура основной массы стекловатая, микрофельзитовая, сферолитовая. Текстура породы флюидальная, иногда полосчатая.

Цвет бурый, красно-бурый, серо-зелёный. Прочность на сжатие 140–270 МПа, плотность 2,67 г/см<sup>3</sup>.

Риолит-порфиры образуют потоки, покровы, экструзивные тела шарообразной формы. На территории России встречаются на Алтае, Урале, Малом Кавказе, в Крыму, в районе Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Как правило, порода разрабатывается для получения щебня. В том случае, когда она имеет красивый цвет и рисунок, используется в качестве штучного камня (декоративного и поделочного). Парагенетически с риолит-порфирами связаны месторождения перлитов, медно-порфировых и медно-вкрапленных руд.

***Порфириты.*** *Порфирит* – гипабиссальная или жильная порфировая структурная разновидность плутонических пород с фенокристаллами плагиоклаза и (или) цветных феррических минералов (диорит-порфирит, габбро-порфирит) или субвулканическая порфировая порода гипабиссального облика, содержащая стекловатую или девитрифицированную основную массу с фенокристаллами плагиоклаза и (или) цветных феррических минералов (базальт-порфирит, андезит-порфирит). Так же как «порфир», термин «порфирит» не рекомендуется упот-

реблять в научно-технической литературе для обозначения самостоятельных видов, а только в названии гипабиссальной породы через дефис для отражения их структурного признака, при этом в первой части названия породы до дефиса – номенклатура вещественного аналога.

Наиболее известные определения порфирита ныне устаревшие:

– порфирит – свободный от кварца мрамор с пурпурными полосками [8];

– порфирит – эффузивная горная порода, палеотипный аналог базальтов и андезитов (базальтовый порфирит, андезитовый порфирит) [9];

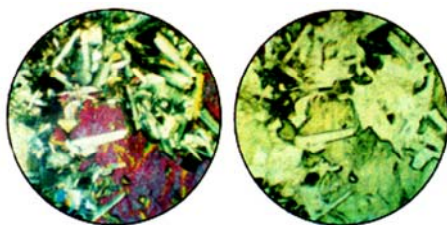
– порфирит – эффузивная палеотипная бескварцевая горная порода, аналогичная андезиту. Крупные кристаллы – вкрапленники андезина, реже пироксена погружены в основную массу, состоящую из стекла. В зависимости от состава выделяют порфириты плагиоклазовые, роговообманковые, пироксеновые и др. [1];

– порфирит – общее название палеотипных эффузивных пород, в структуре которых крупные выделения плагиоклаза, роговой обманки или пироксена содержатся в тонкозернистой основной массе, состоящей из тех же минералов и изменённого стекла (порфиновая структура). В зависимости от состава кайнотипной породы различают порфирит базальтовый, андезитовый и др. Порфиритом называют также гипабиссальные, жильные средние и основные горные породы (например, габбро-порфирит, диоритовый порфирит) с порфиновой структурой [2].

*Долерит* [< греч. doleros – обманчивый] – кайнотипная полнокристаллическая основная порода, разновидность базальта.

Долерит состоит из плагиоклаза (битовнит-андезин), клинопироксена, оливина, титаномагнетита. Структура офитовая (долеритовая), пойкилоофитовая, интерсертальная; выделяют

разности от стекловатых до полнокристаллических (от тонко- до крупнозернистых). Текстура от массивной до пористой.



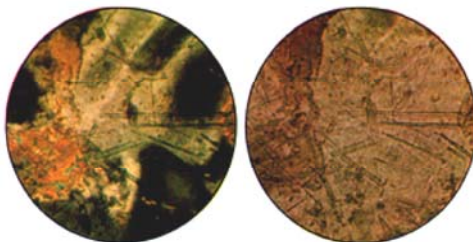
Долерит

Цвет долеритов от тёмно-серого до зеленовато-чёрного. Плотность 2,79–3,3 г/см<sup>3</sup>; характерны высокая прочность на сжатие и твёрдость. Внешним видом долерит подчёркивает красоту природного рисунка цветного камня.

Долериты кристаллизуются во внутренних и реже в нижних горизонтах мощных базальтовых потоков (покровов), где скорость остывания ниже; слагают гипабиссальные (полуглубинные) интрузивные тела: дайки, силлы; широко распространены в составе трапповых формаций на континентах, в океанической коре, на островах.

Применяется долерит аналогично базальту в производстве литых каменных изделий, как строительный материал и как отделочный камень.

*Диабаз* [*< греч. diabasis – переход*] – палеотипный аналог базальта и долерита, близкий к ним по минеральному, химическому составам.



Диабаз

Состоит из плагиоклаза (лабрадор-андезин), по которому развиваются альбит, пренит, эпидот, цоизит, карбонаты; клинопироксена (авгит), замещаемого амфиболом; оливина и серпентиновых псевдоморфоз по нему; магнетита, титаномангнетита и вторичного лейкоксена. Основные отличия диабазов от долеритов: долерит – свежая кайнотипная порода; диабаз – порода палеотипная, в которой слагающие её минералы, в большей или в меньшей степени подверглись разложению (амфиболитизации, хлоритизации, сосюритизации).

Структура диабазов офитовая, пойкилоофитовая, интерсерпентальная, афировая, порфириновая, от тонко- до крупнозернистой, сходная с долеритовой.

Следует отметить пониженную твёрдость и прочность диабазов относительно долеритов, вызванных изменениями. Происхождение, распространение диабазов аналогичны долеритовым и базальтовым.

*Спилит* [*<* греч. *spilos* – камень из моря, скрытый под водой камень] – палеотипная основная вулканическая порода, альбитизированный и хлоритизированный базальт с характерной шаровой или подушечной отдельностью; образуется при подводных излияниях лав.

Спилит состоит из лейстальбита и зёрен магнетита или ильменита, обычно погруженных в хлоритовый мезостазис; иногда спилит содержит порфирировидные вкрапленники альбитизированного высококальциевого плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Структура спилитов афанитовая (без порфирировидных вкрапленников или с небольшим их количеством); текстура часто амигдалоидная, многочисленные миндалины выполнены в основном кальцитом, хлоритом, халцедоном, цеолитами и другими вторичными минералами.

Образование спилитов связано с взаимодействием базальтового расплава с гидротермальными растворами. Спилиты наследуют структуру и текстуру лав, по которым они фор-

мируются, но минеральный состав полностью отличается от состава лав повышенным содержанием натрия и других компонентов морской воды. Спилиты широко распространены в вулканических толщах, образующихся в подводных условиях на ранних стадиях развития складчатых областей (Кавказ, Урал, Алтай, Саяны). Входят в состав офиолитовых ассоциаций, слагают верхние части океанической коры; при погружении и метаморфизме океанических плит в зонах субдукции по спилитам развиваются глаукофановые сланцы; спилиты характерны для вулканических образований современных островных дуг (в том числе Алеутская, Курило-Камчатская и др).

## **4. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ**

### **4.1. Классификация метаморфических процессов и пород**

К типу метаморфических относятся горные породы, образовавшиеся в результате процесса метаморфизма.

*Метаморфизм* [< греч. metamorphomai – преобразуюсь, подвергаюсь преобразованию] – процесс минеральных и структурно-текстурных преобразований протолита (протолит – первый камень) любого состава и происхождения (магматические, осадочные и другие породы, минералы, камни и другие тела), протекающий вследствие изменений термодинамических условий геологической среды вне зоны эпигенеза. Экзогенные процессы выветривания пород и литогенез при погружении осадков на глубину в ходе накопления слоистых толщ (диагенез, катагенез) в понятие метаморфизма не включаются.

Не являются процессами метаморфизма анатексис (расплавление пород на месте их залегания) и палингенез (полное или частичное переплавление пород при погружении их в глубины Земли). Протолит в процессе метаморфизма сохраняет твёрдое состояние, а минеральный парагенез (совместное нахождение) пород стремится к равновесию в новых термодина-

мических условиях. Степень преобразования (метаморфической проработки) протолита может быть различной: от слабой, с частичным изменением минеральных и структурно-текстурных признаков протолита, до полной, т.е. с исчезновением всех признаков протолита.

Перекристаллизация исходной породы без существенного изменения валового химического состава называется изохимическим метаморфизмом. Перекристаллизация породы с существенным изменением её химического состава и объёма называется аллохимическим метаморфизмом. Если горные породы претерпевают несколько этапов метаморфизма, говорят о полиморфизме.

Регулирующими факторами метаморфизма являются: температура, обусловленная эндогенным тепловым потоком; давление внутреннее, тектонические динамические нагрузки, вес вышележащих толщ; наличие флюидов.

Тип «метаморфические горные породы» как таксономическая категория определён по геологическому признаку (характеру геологического процесса – по способу образования). Дальнейшая систематика и классификация метаморфических горных пород базируется на общих принципах систематики кристаллических пород. Согласно этим принципам тип метаморфических пород подразделяется по соответствующим критериям на ряд таксонов: классы, подклассы, надотряды, отряды, подотряды, семейства, рода, виды.

В зависимости от геологической обстановки, причин метаморфизма (по условиям образования) метаморфические горные породы подразделяются на три класса:

1. Термально- или контактово-метаморфические породы. Класс объединяет (включает) породы, образовавшиеся в зоне термального воздействия магматических тел на вмещающие породы. Главным фактором их образования является температура. Интенсивность преобразований протолита (метаморфизма), объём образовавшихся контактово-метаморфических по-



род зависит от размера магматического тела, его состава, запасов тепла и флюидов.

2. Динамотермально- или регионально-метаморфические породы. Класс объединяет породы, образовавшиеся в результате совместного одновременного воздействия повышенной температуры, вызванной региональным эндогенным тепловым потоком, и направленного давления. Породы широко распространены в пространстве, соизмеримом с крупными тектоническими структурами, и непосредственно не связаны с какими-либо конкретными магматическими проявлениями.

3. Динамо- или дислокационно-метаморфические породы. Класс объединяет породы, образовавшиеся в результате дифференциальных движений горных масс в анизотропном поле напряжений при отсутствии избыточного эндогенного теплового потока. Развита порода в зонах смятия и других тектонических нарушений, масштабы их распространения соизмеримы с размерами этих зон, а интенсивность преобразований пропорциональна интенсивности тектонических движений. В класс включены породы, ранее относившиеся к тектонитам или к тектонометаморфическим породам.

Выделяются также три температурных класса метаморфических пород: высоко-, средне-, низкотемпературный. Таксон температурного класса является более высоким таксоном по отношению к минеральной фации. Выделение этого температурного таксона производится, если в минеральном парагенезисе низкотемпературного класса есть минералы с кристаллизационной водой, среднетемпературного – минералы с гидроксидом в кристаллической решётке, высокотемпературного класса – подобных минералов нет.

По содержанию кремнезёма породы каждого класса подразделены на шесть надотрядов:

1) низко- и некремнезёмистые ( $\text{SiO}_2 < 30\%$ ) (например, карбонатные породы);

2) ультраосновные ( $\text{SiO}_2 30\text{--}45\%$ );

- 3) основные ( $\text{SiO}_2$  45–53 %);
- 4) средние ( $\text{SiO}_2$  53–64 %);
- 5) кислые ( $\text{SiO}_2$  64–78 %);
- 6) ультракислые ( $\text{SiO}_2 > 78$  %) (например, кремнистые породы).

Надотряды подразделяются на отряды. Надотряды основных, средних и кислых метаморфических пород подразделены на три отряда по глинозёмистости  $A = [ \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{сумма } \text{R}_2\text{O} + \text{CaO}) ]$ :

- пересыщенные глинозёмом породы;
- насыщенные глинозёмом породы;
- недосыщенные глинозёмом породы.

Надотряд низко- и некремнезёмистых пород (главным образом, карбонатные и силикатно-карбонатные породы) подразделены на отряды:

- известковистые породы;
- магнезиальные породы;
- железистые породы.

Надотряды силикатных метаморфических пород по содержанию щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), соотносённому с содержанием кремнезёма делятся на четыре подотряда:

- низкощелочные;
- нормальнощелочные;
- умереннощелочные;
- щелочные породы.

При необходимости метаморфические породы могут подразделяться на типы щёлочности (по отношению  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ): калиевый; калиево-натриевый; натриево-калиевый; натриевый тип щёлочности.

Метаморфические породы каждого подотряда (отряда или надотряда, если подотряд не выделен) разделены на семейства по наличию устойчивого парагенезиса определённой метаморфической (минеральной) фации, занимающей соответствующее положение в поле температур и давлений.

В классе термально- или контактово-метаморфических пород по возрастанию температуры выделены четыре фации:

1) низкотемпературная (250–350 °С) – альбит-эпидот-роговиковая (мусковит-роговиковая);

2) среднетемпературная (350–600 °С) – амфибол-роговиковая (роговообманково-роговиковая);

3) высокотемпературная (550–750 °С) – пироксен-роговиковая;

4) фация пирометаморфизма (700–950 °С) – санидинитовая (спуррит-мервинтовая).

В классе динамотермально-метаморфических пород выделены четыре фации метамофизма:

1) зеленосланцевая;

2) эпидот-амфиболитовая;

3) амфиболитовая;

4) гранулитовая.

Низкотемпературные фации (100–200 °С) (цеолитовая и пренит-пумпеллитовая) исключены из фациальной схемы регионального метаморфизма и отнесены к диагенезу.

В классе динамометаморфических пород выделены по две фации:

1) аномально высокого давления:

– глаукофан-сланцевая;

– эклогитовая;

2) умеренного давления:

– эпидот-амфиболитовая;

– зеленосланцевая.

Породы каждого семейства по структурно-текстурному признаку разделены на рода<sup>1</sup>. При характеристике рода в каче-

---

<sup>1</sup> Очевидно грамотнее написать «разделены на роды», но рука не поднимается – совсем другое значение. К тому же форма множественного числа «рода» зафиксирована в военной доктрине и уставах «рода войск». Авторам кодекса [7] следует учесть это и пролонгировать форму на «рода горных пород».

стве текстурного признака принята делимость породы в плоскости естественного раскола, а в качестве структурного признака – доминирующая кристаллическая структура.

В классе динамотермально-метаморфических пород в семействах выделено три рода:

1) род сланцев, породы с тонкой (от 1 мм до 1 см) делимостью и лепидобластовой или нематобластовой структурой;

2) род гнейсов, породы с грубой (от 1 см до 1 дм) делимостью и гранобластовой структурой;

3) род гранофелъзов или кристаллосланцев, породы массивной и грубополосчатой текстуры с гранулитовой или мозаичной структурой.

В классе термально-метаморфических пород в семействах выделены два рода:

1) род полосчатых роговиков;

2) род массивных роговиков с мозаичной или роговиковой структурой.

В классе динамометаморфических пород в семействах выделены два рода:

1) род брекчий и катаклазитов – массивных пород с брекчиевой или катаклазитовой структурой;

2) род милонитов или филлонитов – породы с тонкой делимостью и милонитовой или филлонитовой структурой.

Породы каждого из родов подразделены на виды, это сообщество индивидов сходного модального минерального состава. Для видов есть пределы колебаний химического и минерального составов, структуры и текстуры.

***О номенклатуре метаморфических пород.*** При слабом проявлении метаморфизма, в котором конкретно распознаются структурные и минеральные признаки, номенклатура пород строится на базе наименования протолита с приставкой «мета» (метабазальт и др.).

При глубоком метаморфизме, если устанавливается природа протолита, к названию вида метаморфической породы

добавляется название протолита с приставкой «апо» (актинолитовый сланец апобазальтовый); если устанавливается только генетический тип протолита, то к названию вида метаморфической породы добавляется приставка «орто» для магматического протолита и «пара» для осадочного (ортогнейс или парагнейс).

Номенклатура высших таксонов (класс, надотряд, отряд, подотряд) формируется из названий единиц этих таксонов (например, термально-метаморфические, ультракислые, недосыщенные глинозёмом, щелочные породы). Далее каждая таксономическая категория по общепринятым правилам имеет собственное, вплоть до вида, название.

Наименования видов метаморфических пород строятся путём присоединения к названию рода прилагательного, содержащего сведения об их минеральном парагенезисе (например, кианит-гранат-биотитовый гнейс); в прилагательном, характеризующем парагенезис, минералы (не более трёх) перечисляются в порядке увеличения их содержания в породе.

Ранее, до опубликования кодекса [7], в петрографии метаморфических пород широко использовалось их деление по составу протолита. Различали метапелиты [< греч. *pelos* – глина] – производные кислых осадочных и магматических пород (аргиллитов, алевролитов, песчаников, гранитоидных вулканических и плутонических пород) и метабазиты [< греч. *basis* – основание] – производные основных осадочных и магматических пород. Особняком выделялись карбонатные метаморфические породы – мраморы, кальцифиры и др.

Примеры классификационных таблиц метаморфических пород (табл. 50–70) соответствуют табл. 1–21 приложения 4 [7].

Основные метаморфические породы нормальной щёлочности, недосыщенные глинозёмом,  
зеленосланцевой фации

Показатель	Сланцы						
	Эпидот-альбит-хлоритовый	Серицит-актинолит-тальковый	Хлорит-эпидот-альбитовый	Альбит-пумпеллиит-хлоритовый	Пумпеллиит-хлорит-актинолитовый	Альбит-актинолит-эпидотовый	Гранат-актинолит-хлоритовый
Граничное содержание минералов об. %:							
Ab	15–40	0–10	20–40	17–27	25–45	20–30	20–30
Akl	0–10	15–48	15–45		25–40	15–35	15–40
Ep	5–23		15–33	5–25		15–35	
Chl	18–50		10–15	20–40	20–50	10–20	10–20
Cal	0–15		5–20		0–5	0–10	
Src	0–10	5–35	5–15	0–6		0–15	5–6
Lx	1–3		+	1–2	0–5	1–2	1–2
Gmt	<2		1–4		1–4	3–5	Gr 10–20

Продолжение табл. 50

Показатель	Сланцы						
	Эпидот-альбит-хлоритовый	Серицит-актинолит-тальковый	Хлорит-эпидот-альбитовый	Альбит-пумпеллиит-хлоритовый	Пумпеллиит-хлорит-актинолитовый	Альбит-актинолит-эпидотовый	Гранат-актинолит-хлоритовый
Tlc		38–65		Pum 5–35	Pum12–30		
Mt		2–5		Stm 0–10	Stm 5–25		
Sf		0–2	1–5	Lim 1–6		Alm 0–5	
Grs			0–5				Coi 10–15
Q			0–5	0–5		0–5	
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:							
SiO <sub>2</sub>	44–48	44–49	44–51	48–51	48–51	44–52	45–49
TiO <sub>2</sub>	1–1,6	0,3–0,8	0,5–2,8	0,8–2,5	1,2–2,6	0,9–1,2	0,3–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13–20	3,5–10	11–18	16–17	11–17	14–18	17–19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2–6	1,5–4	0,7–7	1,5–9	0,5–6	2–8	1,6–2

Окончание табл. 50

Показатель	Сланцы						
	Эпидот-альбит-хлоритовый	Серицит-актинолит-тальковый	Хлорит-эпидот-альбитовый	Альбит-пумпеллиит-хлоритовый	Пумпеллиит-хлорит-актинолитовый	Альбит-актинолит-эпидотовый	Гранат-актинолит-хлоритовый
FeO	7,5–9	5–9	5–11	5–10,5	8–13	4–8	8–9
MgO	5,5–10	20–23	5–10	3,5–8	5,5–9	5–9	7–9
CaO	5,3–13	2–5,8	6–13	5,5–8	7,5–10	8–13	7–9
Na <sub>2</sub> O	1,5–5	0–0,6	0,5–4,2	2–3,2	2–3,5	2,5–3,5	2,8–3,2
K <sub>2</sub> O	0,1–1,1	1,2–3,4	0,4–2,4	0–0,4	0–0,6	0,5–1	0,5–0,7
Alk	Na	K	K–Na	Na			



Таблица 51

Основные метаморфические породы нормальной щёлочности, недосыщенные глинозёмом,  
амфиболитовой фации

Показатель	Амфиболиты						
	Диопсид-роговообманковый	Гранат-диопсид-роговообманковый	Роговообманковый	Гранат-роговообманковый	Эпидот-роговообманковый	Биотит-салит-роговообманковый	Салит-скаполит-роговообманковый
Граничное содержание минералов, об. %:							
Pl <sub>38-58</sub>	35-40						
Pl <sub>45-52</sub>		32-40					
Pl <sub>30-55</sub>			35-60				
Pl <sub>32-65</sub>				30-45			
Pl <sub>35-40</sub>					30-40		
Pl <sub>20-45</sub>						20-22	
Pl <sub>90</sub>							0-10
Hbl	20-55	29-45	30-50	20-50	40-45	10-55	15-30
Di	10-20	18-22					

Продолжение табл. 51

Показатель	Амфиболиты						
	Диопсид-роговообманковый	Гранат-диопсид-роговообманковый	Роговообманковый	Гранат-роговообманковый	Эпидот-роговообманковый	Биотит-салит-роговообманковый	Салит-скаполит-роговообманковый
Ep	0–15	эпидот			10–15		
Mt	2–9	1–4	1–2			1–2	1–5
Ttn	1–2	1–2	1–3	1–5	2–3	1–2	1–2
Ilm	1–2	2–7		+	+		
Bt	0–15	2–10	4–8	0–10		7–10	0–10
Q	0–5	Кварц					
Grt	Гранат	8–17		5–15			
Ap	Апатит		+		+		+
Cal	Кальцит			0–10			
Salit	Салит					15–20	10–20
Hyst	Гиперстен					0–9	
Skf	Скаполит						30–60

Окончание табл. 51

Показатель	Амфиболиты						
	Диопсид-роговообманковый	Гранат-диопсид-роговообманковый	Роговообманковый	Гранат-роговообманковый	Эпидот-роговообманковый	Биотит-салит-роговообманковый	Салит-скаполит-роговообманковый
Граничное содержание породообразующих оксидов, мас. %:							
SiO <sub>2</sub>	45–50	47–49	48–51	48–51	49–50	47–50	44–48
TiO <sub>2</sub>	0,7–2	0,5–1,8	0,5–1,8	0,5–1,8	1,2–1,5	0,3–0,7	1–1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13–15	13–16	14–19	14–19	13–16	11–15	16–20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,7–7	3,5–7	1,5–3,5	1,5–3,5	3–4	1,5–3	1,5–2,5
FeO	7,4–14	9–12	7–10	7–10	9–10	6–9	5–7
MgO	6–12	6–7	4–7	4–7	6–10	6–14	3–9
CaO	8–12	8,5–10	8–12	8–12	8–10	9–13	12–17
Na <sub>2</sub> O	2,3–3,5	1,8–2,7	2,5–4	2,4–4	2–4	1,3–3	2–4
K <sub>2</sub> O	0,1–1	0,5–0,9	0,3–0,5	0,3–0,5	0,1–0,5	1–1,2	0,2–9
Щёлочность	Na					K-Na	Na

Таблица 52

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности,  
насыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации  
(кристаллосланцы)

Показатель	Кристаллосланцы				
	Биотит- двупи- роксен- плагио- клазовый	Гранат- двупи- роксен- плагио- клазовый	Диопсид- двупи- роксен- плагио- клазовый	Кордиерит- гиперстен- плагиокла- зовый	Гипер- стен- биотит- плагио- клазовый
Граничное содержание минералов, об. %:					
Pl <sub>40-75</sub>	40-65				
Pl <sub>45-90</sub>		35-65			
Pl <sub>30-40</sub>			35-55		
Pl <sub>34-55</sub>				35-60	
Pl <sub>35-40</sub>					40-65
Hyst	12-30	5-18	5-12	15-25	5-15
Di-sal	5-20	15-40	10-20		
Bt	2-15	3-12	5-10	0-15	8-20
Q	3-8	5-10	2-5	5-10	2-8
Mt	1-7	0-1	0-1		1-3
Ilm	0-1			+	
Ttn	+	0-2	0-2		0-3
Grt		2-12			5-20
Hbl		0-5	10-25		
Kor				10-20	
Timt				1-2	
Граничное содержание породообра- зующих окси- дов, мас. %					
SiO <sub>2</sub>	54-58	54-58	50-58	54-60	52-60

Показатель	Кристаллосланцы				
	Биотит- двупи- роксен- плагио- клазовый	Гранат- двупи- роксен- плагио- клазовый	Диопсид- двупи- роксен- плагио- клазовый	Кордиерит- гиперстен- плагиокла- зовый	Гипер- стен- биотит- плагио- клазовый
TiO <sub>2</sub>	0,1–1	0,4–1	0,8–1,5	0,6–1	0,5–1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16–19	14–18	16–20	18–20	16–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5–6	0,6–3,5	2–3,5	0,5–3	0,7–2,5
FeO	3,5–8	4,5–7	5–8	6–7,5	5,5–10
MgO	2,5–7	2,5–6	4–6,5	2,5–5	3–8
CaO	6–12	7–17	6–8,5	3–8	5,5–7,5
Na <sub>2</sub> O	0,5–4,5	0,5–4,5	3,5–4,5	2,5–4	2,5–5,5
K <sub>2</sub> O	0,3–1,7	0,4–1	0,5–2	0,1–1	0,5–1,5
Alk	K-Na			Na	K-Na

Таблица 53

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности, насыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации (гнейсы)

Показатель	Гнейсы					
	Биоти- товый	Гранат- биоти- товый	Рогово- обман- ково- биоти- товый	Гранат- рогово- обманко- вобио- титовый	Рогово- обманко- восалит- биотито- вый	Двупи- роксен- гранато- вый
Граничное содержание минералов, об. %:						
Pl <sub>40–55</sub>	40–60					
Pl <sub>17–20</sub>		50–60				
Pl <sub>25–35</sub>			45–60			

Показатель	Гнейсы					
	Биоти- товый	Гранат- биоти- товый	Рогово- обман- ково- биоти- товый	Гранат- рогово- обманко- вобиоти- товый	Рогово- обманко- восалит- биотито- вый	Двупи- роксен- гранато- вый
Pl <sub>15-30</sub>				30-55		
Pl <sub>38-40</sub>					55-60	
Pl <sub>40</sub>						30
Bt	18-30	18-25	17-25	17-30	5-10	3
Q	10-20	10-15	10-20	10-15	15-20	12
Mt	1-2	1-2	1-2	+	1-3	+
Ttn	+	1-3	+	+		6
Zrn	+					
Grt		5-10		5-14		30
Hbl			10-15	5-20		7
Salit					5-6	10
Hyst					5-10	5-7
Граничное содержание оксидов, мас. %:						
SiO <sub>2</sub>	60-63	57-63	58-63	53-60	58-63	58-61
TiO <sub>2</sub>	0,3-0,6	1-1,5	0,5-1,5	0,7-1	0,8-1	0,5-1,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16-18	16-18	14-16	16-18	13-15	16-17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,5-2	1-3,3	1,4-3,8	1,3-4,5	2-3,5	3-3,7
FeO	1,5-4	5-9	3,6-8	5,6-7	5-7,5	3,5-4,4
MgO	2,2-4	2-3,4	2,5-6	3,3-4	2-2,7	2,5-4
CaO	3,4-4,5	2-4,7	2,6-7	4-6,3	3,5-6	4,7-6,5
Na <sub>2</sub> O	3-4,5	2,5-5	2,5-5	3-4	2,5-3,5	1,5-3,6
K <sub>2</sub> O	2-2,5	1,5-2,5	1-2,6		1,2-2	0,7-0,8
Alk	K-Na					Na

Таблица 54

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности,  
пересыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы			
	Силлиманит-кордиерит-двуслюдяной	Кианит-гранат-биотитовый	Силлиманит-гранат-биотитовый	Гранат-биотитовый
Граничное содержание минералов, об. %:				
Pl <sub>20-40</sub>	12-20			
Pl <sub>28-48</sub>		15-30		
Pl <sub>20-35</sub>			20-30	
Pl <sub>30-60</sub>				35-55
Bt	15-22	20-40	20-40	10-20
Kor	12-15			
Sillimanit	5-10		3-10	
Grt	0-10			
Q	20-30	20-30	15-25	15-18
Ms	2-20		2-10	0-15
Mt	+			0-5
Rt	+	+	+	+
Zrn	+	+	+	+
Kianit		8-15		
Prp-alm		15-20	8-25	5-15
Gmt		0-8		0-4
Ilm				0-3
Граничное содержание оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	60-62	58-62	57-62	56-59

Показатель	Гнейсы			
	Силлиманит-кордиерит-двуслюдяной	Кианит-гранат-биотитовый	Силлиманит-гранат-биотитовый	Гранат-биотитовый
TiO <sub>2</sub>	0,5–1,5	0,5–1	0,4–1	0,1–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17–20	18–20	18–23	16–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–2	1,2–1,5	0,4–0,8	0,4–4
FeO	6–8	6–9	6–9	2–7
MgO	4–9	3–5	2,7–3,5	3–5
CaO	0,5–1,5	0,6–2	1,5–2	2–4,5
Na <sub>2</sub> O	0,3–1,4	1,5–3	1,5–2	2–3,5
K <sub>2</sub> O	2,4	1,5–4	1,8–4	1,5–2
Alk	K-Na			

Таблица 55

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности, пересыщенные глинозёмом, эпидот-амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы			Сланцы
	Ставролит-двуслюдяной	Гранат-андалузит-двуслюдяной	Гранат-двуслюдяной	Ставролит-гранат-хлоритовый
Граничное содержание минералов, об. %:				
Pl <sub>32–35</sub>	25–35	25–30		
Pl <sub>25–30</sub>			15–25	
Pl <sub>5–10</sub>				40–50
Strlit	5–15			2–10
Bt	20–26	20–26	25–30	
Ms	10–15	10–15	20–25	



Показатель	Гнейсы			Сланцы
	Ставролит-двуслюдяной	Гранат-андалузит-двуслюдяной	Гранат-двуслюдяной	Ставролит-гранат-хлоритовый
Q	25–30	10–20	15–20	5–10
Prp–alm	0–10	0–10	6–20	5–20
Ilm	2–3		<2	1–3
And		5–10		
Mt		<2	<2	1–2
Kianit			0–5	
Chl				10–30
Ep				0–15
Граничное содержание оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	61–62	60–62	59–61	54–60
TiO <sub>2</sub>	0,5–1	0,3–1,5	0,5–1	0,5–1,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17–18	18–19	18–19	16–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3–3,5	1–1,5	1–1,5	1,5–4
FeO	5,2–5,5	5–6	5–6,5	7–9
MgO	1,5–2	3–3,5	2,6–3,5	5–10
CaO	2–2,5	1,5–2	1–1,5	1–3,6
Na <sub>2</sub> O	2,5–3	1,5–3	2–2,5	0,5–1,3
K <sub>2</sub> O	2,5–3	2,5–3,3	4,5–5	0,1–0,2
Alk	K-Na			Na

Таблица 56

Кислые метаморфические породы нормальной щёлочности,  
пересыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы			
	Двуслю- дяной	Силлима- нит-биоти- товый	Кианит- гранат- биотитовый	Гранат- силлиманит- биотитовый
Граничное содержание минералов, об. %:				
Pl <sub>18-35</sub>	15-30			
Pl <sub>30-40</sub>		15-35		
Pl <sub>25-40</sub>			30-60	
Pl <sub>30-35</sub>				12-17
Bt	15-25	15-32	10-20	14-20
Ms	7-20			
Grt	0-10		5-20	5-12
Q	30-40	20-40	20-45	45-60
Rt	+	+	+	
Zrn	+	+		+
Sillimanit		10-20		5-15
Mt		1-5	1-3	1-2
Kianit			5-15	
Граничное содержание оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	70-72	67-74	65-68	72-75
TiO <sub>2</sub>	0,5	0,4-0,5	0,5-1	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13-16	13-17	16-19	10-13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3-1	0,5-1,5	0,5-4	1-1,5
FeO	2-5,3	2-5	2,5-5	3-5
MgO	1,2-2,2	1,2-2,6	1,5-2	1,5-2,5
CaO	1,2-1,5	1,2-1,6	1,5-4,5	1-1,5
Na <sub>2</sub> O	0,8-2,2	1-2	2,5-4,5	1-1,5
K <sub>2</sub> O	2-3,7	1-3,8	1-1,5	1,5-2,5
Alk	K-Na		Na	K-Na

Таблица 57

Кислые метаморфические породы нормальной щёлочности, насыщенные глинозёмом,  
амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы						
	Биотит-рогово- обманковый	Биотит-рогово- обманковый	Кордиерит- биотитовый	Гранат- биотитовый	Биотито- вый	Двуслю- дяной	Гиперстен- биотитовый
Граничное содержание минералов, об. %:							
Pl <sub>17-26</sub>	40–55						
Pl <sub>30-45</sub>		35–55		35–55			
Pl <sub>20-25</sub>			18–37				
Pl <sub>25-37</sub>					30–60		
Pl <sub>16-35</sub>						30–55	
Pl <sub>35-55</sub>							45–65
Vt	10–19	11–22	23–27	17–33	15–32	8–25	10–22
Hbl	5–16	5–18					
Q	30–35	20–30	27–35	20–35	20–40	15–45	20–30
Mt	1–2	1–5	0–2	2–3	1–4	+	2–3

Показатель	Гнейсы						
	Биотит-рогово-обманковый	Биотит-рогово-обманковый	Кордиерит-биотитовый	Гранат-биотитовый	Биотитовый	Двуслюдяной	Гиперстен-биотитовый
Ttn	+	+					
Ap	+						
Grt		0–3		7–13			0–5
Krd			15–20				
Hyst			0–4				8–12
Zrn			+	+	+	+	+
Rt				+			+
Mnzt				+			
Ms						10–18	
Alm						0–10	
Граничное содержание оксидов, мас. %:							
SiO <sub>2</sub>	64–70	62–68	64–67	64–69	64–72	65–74	64–70

Окончание табл. 57

Показатель	Гнейсы						
	Биотит-рогово-обманковый	Биотит-рогово-обманковый	Кордиерит-биотитовый	Гранат-биотитовый	Биотитовый	Двуслюдяной	Гиперстен-биотитовый
TiO <sub>2</sub>	0,3–0,5	0,5–0,6	0,3–0,8	0,3–0,5	0,1–0,3	0,4–0,7	0,4–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–16	11–16	15–17	14–17	11–15	11–17	12–15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–2	0,5–2,5	1–2	0,9–2,7	0,7–4	0,6–2,2	0,8–2
FeO	2–5	2–6	2,7–4,5	3–4,5	1,7–4	1,3–5,5	1,8–5
MgO	1,5–2,5	1,2–3,8	2,2–5,3	1,8–3	0,7–3	1–3	1–2,3
CaO	2,5–4,5	3–5	0,8–2,8	2–6	1,5–3,8	1–2,7	2,8–5,6
Na <sub>2</sub> O	3,7–5	2,5–4,7	1,7–3,6	1,6–4,5	3–4,5	2–5	2,7–4,4
K <sub>2</sub> O	1–1,4	1–3	2,1–2,4	1,5–3	0,7–2,8	2,5–3,8	0,7–2
Alk	K-Na						

Таблица 58

Кислые метаморфические породы нормальной щёлочности,  
пересыщенные глинозёмом, глаукофансланцевой фации

Показатель	Сланцы		
	Кианит-гранат- глаукофановый	Гранат-глауко- фанжедритовый	Лавсонит-глауко- фанжедритовый
Граничное содержание минералов, об. %:			
Glkf	8–18	7–15	8–25
Fengit	15–25	3–13	15–30
Grt	9–15	3–10	0–6
Q	35–53	35–53	35–50
Kianit	5–12		
Chl	1–3		0–5
Gmt	0–5	0–5	
Mt	0–2	9–5	
Rt	0–1	+	0–1
Ab	0–4		0–15
Gedrit		10–20	
Lavsonit		3–10	4–11
Граничное содержание оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	67–72	65–74	64–75
TiO <sub>2</sub>	0,7–0,8	0,3–0,8	0,7–1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–18	9–13	10–16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,8–6	4–7,5	1–4
FeO	2–4,7	2,7–4,3	2–7
MgO	1,5–3	1–2	1,5–4
CaO	0,4–1,3	0,7–1,5	0,7–2
Na <sub>2</sub> O	0,5–1,5	0,3–1,5	0,5–2,8
K <sub>2</sub> O	1,5–3,5	0,3–1,3	1,5–4
Alk	K-Na		

Таблица 59

Основные метаморфические породы нормальной  
и умеренной щёлочности, недосыщенные глинозёмом,  
глаукофансланцевой фации

Показатель	Сланцы			
	Мусковит- глаукофан- эпидотовый	Актинолит- глаукофан- цоизитовый	Эгирин- глаукофано- вый	Альбит- эпидот- жедритовый
Граничное содержание минералов, об. %:				
Glkf	23–36	20–40	25–45	
Ep	40–65			12–32
Ms	10–12	7–30		0–5
Rt	1–2	0–3	0–3	
Mt	1–9	1–7	1–10	1–5
Coi		18–48		
Chl		5–25	0–20	
Akl		5–30		
Q		0–5		0–5
Cal		0–5		
Aeg			15–40	
Ep-coi			10–20	
Gedrit				35–60
Ab				5–8
Ilm				3–4
Граничное содержание оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	40–45	43–50	48–52	49–51

Показатель	Сланцы			
	Мусковит- глаукофан- эпидотовый	Актинолит- глаукофан- цоизитовый	Эгирин- глаукофано- вый	Альбит- эпидот- жедритовый
TiO <sub>2</sub>	1,6–2,7	0,7–3,5	1,2–3	1,5–2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–18	9–16	5–15	14–15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12–13	3,5–7,8	4–16	1,5–4
FeO	4–9	5–12	5–13	11–15
MgO	3–6	4–12	3,5–5	7,5–12
CaO	7–15	5–10	3–6,5	3,5–11
Na <sub>2</sub> O	2–2,5	1,3–3,2	4,8–6,6	1,5–2,5
K <sub>2</sub> O	1–1,5	0,7–3,4	0,2–0,5	0,1–0,8
Alk	K-Na		Na	

Таблица 60

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности,  
насыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы				
	Гиперстен- биотит- гранато- вый	Биотит- гипер- стен- кордиери- товый	Биотит- двупиро- ксеновый	Биотит- гипер- стеновый	Рогообман- ково-гипер- стен-биотитовый
Граничное содержание минералов, об. %:					
Pl <sub>40–50</sub>	35–55				
Pl <sub>50–55</sub>		45–50			
Pl <sub>50–80</sub>			45–57		
Pl <sub>35–48</sub>				55–65	50–55
Bt	8–11	3–10	5–12	10–12	10–20



Показатель	Гнейсы				
	Гиперстен-биотит-гранатовый	Биотит-гиперстен-кордиеритовый	Биотит-двупироксеновый	Биотит-гиперстеновый	Рогообманково-гиперстен-биотитовый
Hyst	7–12	10–20	12–25	12–20	12–15
Grt	10–35				
Q	10–12	5–12	17–22	10–15	5–10
Rt	0–1				
Timt	1–2	1–2	1–2		
Kor		7–18			
Di		3–5	3–5		
Prp–alm				0–5	
Mt				1–2	1–2
Ilm				+	
Zrn				+	
Hbl					10–15
Граничное содержание оксидов, мас. %:					
SiO <sub>2</sub>	57–63	53–55	54–63	60–62	63–64
TiO <sub>2</sub>	0,5–1,5	0,5–1	0,5–1	0,7–1,6	0,5–0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17–21	19–21	14–18	16–18	15–17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1–2	1–3,5	1,4–1,8	2,5–3,5	1,3–1,5
FeO	5–10	6–10	4,5–9	3–4,5	3–5
MgO	2–4	4–5	2–4	1,7–2	1,5–3,5
CaO	4–7	4–8	5–8	4–6	4,5–6
Na <sub>2</sub> O	2–2,5	1,5–2,4	1–2	3–4	3,5–4,5
K <sub>2</sub> O	0,7–1	0,5–1,2	0,5–1	1,3–2,3	1,2–2
Alk	K-Na				

Таблица 61

Основные метаморфические породы нормальной щёлочности,  
недосыщенные глинозёмом, гранулитовой фации

Показатель	Кристаллосланцы		
	Гиперстен- плагноклазовый	Двупироксен- плагноклазовый	Гранат-двупироксен- плагноклазов
Граничное содержание минералов, об. %:			
Pl <sub>50-65</sub>	55–70		
Pl <sub>40-65</sub>		45–65	
Pl <sub>45-55</sub>			47–60
Hyst	12–30	6–30	20–40
Mt	2–10	2–10	1–2
Bt	0–3	0–3	1–6
Di	0–8		
Salit		7–30	2–5
Hbl		0–5	
Q		0–5	6–7
Timt		1–4	1–2
Ttn		0–2	0–1
Grт			16–17
Ilm	0–5		
Граничное содержание оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	48–50	45–54	48–54
TiO <sub>2</sub>	0,5–2,3	0,6–2,3	0,6–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–17	15–20	15–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,5–7	2–7	1–3
FeO	10–13	6–13	8–12
MgO	5–8	5,4–8,7	3,7–5,3
CaO	7–8,5	8–13	5–9
Na <sub>2</sub> O	2,8–3,5	2,3–3	2–3
K <sub>2</sub> O	0,1–0,5	0,2–1	0,4–0,7
Alk	Na		

Таблица 62

Кислые метаморфические породы нормальной щёлочности,  
насыщенные глинозёмом, эпидот-амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы		
	Гранат-двуслюдяной	Ставролит-гранат-биотитовый	Эпидот-биотит-альбитовый
Граничное содержание минералов, об. %:			
Pl <sub>25-35</sub>	25–40		
Pl <sub>18-28</sub>		25–40	
Bt	8–25	11–22	8–30
Ms	5–20	0–10	
Grt	3–10	3–6	
Q	25–40	30–35	18–22
Mt	0–2		+
Gmt	0–2		
Rt	+		
Strlit		1–2	
Hbl		0–10	0–10
Ilm		1–5	
Ab			30–40
Ep			8–25
Ttn			+
Граничное содержание оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	67–74	64–73	62–71
TiO <sub>2</sub>	0,3–0,7	0,4–0,7	0,3–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–18	12–15	13–16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6–2	0,5–4	0,3–3
FeO	2,5–5	4–5	2,3–4,6
MgO	0,5–2	1,5–2,7	1–2,4
CaO	1–2,6	2–3,6	1,8–3,4
Na <sub>2</sub> O	1,2–3,5	1,7–3,7	4–5,3
K <sub>2</sub> O	2–3,8	0,8–2	1–3,5
Alk	K-Na		

Таблица 63

Ультракислые метаморфические породы нормальной щёлочности, насыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации

Показатель	Кварцитоogneйсы			
	Силлиманит-двуслюдяной	Двуслюдяной	Гранат-биотитовый	Биотитовый
Граничное содержание минералов, об. %:				
Pl <sub>30-40</sub>	10-20			
Pl <sub>20-40</sub>		2-8		
Pl <sub>15-30</sub>			10-25	
Pl <sub>25-50</sub>				5-12
Bt	10-15	2-4	10-15	3-6
Ms	4-12	3-5	0-4	
Sill	5-10	0-7		
Grt	0-10		5-10	0-3
Q	65-75	80-85	55-75	76-85
Zrn	+	+	+	+
Mt	1-3	0-1		1-2
Kianit		0-5		
Cal		0-6		
Mnzt				+
Граничное содержание оксидов, мас. %:				
SiO <sub>2</sub>	75-80	85-90	77-88	80-90
TiO <sub>2</sub>	0,3-0,5	0,1-0,3	0,3-0,4	0,1-0,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8-12	3-10	8-12	1,5-4,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2-1,2	0,6-1,6	0,2-2	0,5-1
FeO	3-4	1-1,3	3-4	1-2
MgO	0,5-2	0,2-0,4	0,7-2,3	0,1-0,8
CaO	0,2-1	0,5-1,7	0,2-1,4	0,2-1,3
Na <sub>2</sub> O	0,7-1,4	0,2-0,6	0,7-1,4	0,2-1
K <sub>2</sub> O	1-2	0,3-1	1,3-2	0,2-1
Alk	Na-K			

Таблица 64

Средние метаморфические породы нормальной  
и умеренной щёлочности, недосыщенные глинозёмом,  
амфиболитовой фации

Показатель	Амфиболиты		
	Биотит-гранат- роговообманковый	Биотит-рогово- обманковый	Роговооб- манковый
Граничное содержание минералов, об. %:			
Pl <sub>40-65</sub>	20–40		
Pl <sub>35-45</sub>		40–50	
Pl <sub>30-50</sub>			50–65
Hbl	25–30	30–40	30–40
Grt	10–20		
Vt	3–8	13–15	3–5
Q	5–10	8–10	8–10
Sf	3–6	2–3	2–3
Mt	1–2	1–3	1–2
Ap	+	+	+
Граничное содержание оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	52–54	54–55	53–55
TiO <sub>2</sub>	1,2–1,8	1,1–1,5	1,2–1,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–18	13–16	14–16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1–2	3–5	1,5–2,7
FeO	8–10	6–7	5–10
MgO	4–5	4–6	4–6
CaO	8–9	6–7	5–9
Na <sub>2</sub> O	1,3–2	1,8–2/8	2,5–4
K <sub>2</sub> O	0,2–0,8	1,5–3,5	0,5–1
Alk	Na	K–Na	Na

Таблица 65

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности,  
насыщенные глинозёмом, зеленосланцевой фации

Показатель	Сланцы		
	Эпидот-хлорит-альбитовый	Хлорит-актинолит-альбитовый	Хлорит-актинолит-альбитовый
Граничное содержание минералов, об. %:			
Ab	12–27	15–35	30–45
Ep	15–26		7–10
Chl	25–35	5–22	20–28
Q	15–18	5–10	6–8
Bt	0–5	5–15	
Sf	1–5		1–2
Mt	+	+	
Ep-Coi		10–27	
Alk		10–20	15–35
Gmt		1–5	
Src			1–2
Граничное содержание оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	53–55	54–59	58–60
TiO <sub>2</sub>	1,2–2,2	0,7–1	0,5–0,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13–15	14–17	15–17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–5	5–7	1,1–1,8
FeO	5–10	5–8	5–9
MgO	5–7	3–9	4,2–7,5
CaO	4,5–7,5	4–8	3,5–8
Na <sub>2</sub> O	1,5–3,2	1,7–4	3,7–5
K <sub>2</sub> O	0,3–0,6	0,5–1,5	0,2–0,3
Alk	Na	K-Na	Na

Таблица 66

Кислые метаморфические породы нормальной щёлочности,  
пересыщенные глинозёмом, зеленосланцевой фации

Показатель	Сланцы		
	Серицит- стильпноmelан- альбитовый	Хлорит- серицит- альбитовый	Андалузит- серицит- альбитовый
Граничное содержание минералов, об. %:			
Stm	11–15		
Src	10–25	11–18	13–10
Chl	10–12	10–18	7–15
Ab	18–28	10–40	10–30
Q	25–30	25–27	
Mt	0–1	1–3	2–3
Grt		1–9	
And			2–12
Ilm			1–2
Cal			0–2
Граничное содержание оксидов, мас. %:			
SiO <sub>2</sub>	66–71	67–73	64–72
TiO <sub>2</sub>	0,3–0,5	0,4–0,6	0,6–1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14–18	12–17	15–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1–0,9	0,2	2–4
FeO	2–5	3,5–6,5	3–5
MgO	1,5–2,5	1,8–3,3	0,8–2
CaO	0,7–0,9	0,5–1	0,7–1,5
Na <sub>2</sub> O	1,5–3,2	2–4,2	1–3,5
K <sub>2</sub> O	2–3,5	0,5–3,2	1,4–2,2
Alk		K-Na	

Таблица 67

Основные метаморфические породы нормальной щёлочности,  
пересыщенные глинозёмом, амфиболитовой фации

Показатель	Гнейсы	
	Кианит-гранат-биотитовый	Кианит-гранатовый
Граничное содержание минералов, об. %:		
Pl	19–25	45–50
Bt	25	
Grt	23	35–40
Kianit	19	10–12
Q	12	2–3
Mt	+	
Rt	0–2	1–2
Zrn		+
Граничное содержание оксидов, мас. %:		
SiO <sub>2</sub>	52–53	50–52
TiO <sub>2</sub>	1,2–1,5	1,2–1,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23–26	18–22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1–2	0,5–1,5
FeO	8–9	15–17
MgO	4,5–6	7–9
CaO	1,5–2,5	1–1,3
Na <sub>2</sub> O	1,5–2	1,8–2
K <sub>2</sub> O	2–3	0,1
Alk	K-Na	Na



Таблица 68

Ультраосновные метаморфические породы  
 нормальной щёлочности, недосыщенные глинозёмом,  
 амфиболитовой фации

Показатель	Кристаллосланцы	Амфиболиты
	Шпинель-салитовый	Гранат-роговообманковый
Граничное содержание минералов, об. %:		
Salit	70–80	
Spl	14–20	
Mt	5–7	6–10
Pargasit	0–5	
Pl		34–38
Hbl		30–40
Grt		15–20
Sf		3–4
Bt		0–2
Граничное содержание оксидов, мас. %:		
SiO <sub>2</sub>	40–44	41–46
TiO <sub>2</sub>	0,4–0,7	1,5–2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9–15	16–18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3–5,5	5–6
FeO	2–3	10–15
MgO	12–16	6–9
CaO	20–23	7–10
Na <sub>2</sub> O	0,2–0,3	1,5–2
K <sub>2</sub> O	0,1–0,2	0,3–0,4
Alk	K-Na	Na

Таблица 69

Средние метаморфические породы нормальной щёлочности,  
пересыщенные глинозёмом, глаукофановой фации

Показатель	Сланцы	
	Гранат-фенгит- глаукофановый	Эпидот-альбит- глаукофановый
Граничное содержание минералов, об. %:		
Glkf	17–30	25–30
Fengit	18–35	3–10
Alm	10–28	0–5
Q	10–22	5–25
Chl	2–3	0–10
Ab	2–13	13–27
Ep	0–3	18–23
Kianit	0–2	
Mt	2–5	
Rt	0–1	1–2
Gmt		2–7
Граничное содержание оксидов, мас. %:		
SiO <sub>2</sub>	54–45	52–62
TiO <sub>2</sub>	0,8–1,6	1,5–2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16–22	11–15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7–6	4–8
FeO	4,5–7,8	4–9
MgO	3,3–4,3	3,3–4,4
CaO	0,5–4,5	4,5–5
Na <sub>2</sub> O	1,2–3,5	4–4,5
K <sub>2</sub> O	1,8–3,5	0,3–1
Alk	K-Na	Na

Таблица 70

Основные метаморфические породы нормальной щёлочности,  
недосыщенные глинозёмом, эклогитовой фации

Показатель	Эклогиты	
	Гранат-диопсид-жадеитовый	Гранат-каринтин-омфацитовый
Граничное содержание минералов, об. %:		
Di-jad	30–50	
Alm-grs	15–35	
Glkf	15–20	10–15
Fengit	1–7	2–3
Q	2–6	1–3
Cal	0–5	0–5
Rt	1–3	2–5
Sfen	0–2	
Omf		30–40
Krt		25–30
Grt		10–20
Chl		0–5
Граничное содержание оксидов, мас. %:		
SiO <sub>2</sub>	50–55	48–50
TiO <sub>2</sub>	1–5	2,5–3,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15–19	10–14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,5–5	1,6–6
FeO	6–13	7–14
MgO	4–9	5–10
CaO	3–9	6–10
Na <sub>2</sub> O	3–5	2–3,3
K <sub>2</sub> O	0,2–0,7	0,2–0,6
Alk	Na	

## 4.2. Факторы метаморфизма.

### Вещественный состав метаморфических пород

**Факторы метаморфизма (температура, давление, флюиды).** Основным ведущим фактором метаморфизма является *температура*. При возрастании температуры на 10 °С скорость химических реакций удваивается, а при возрастании температуры на 100 °С скорость реакций увеличивается в 1000 раз. Возрастание скорости химических реакций способствует установлению физико-химического равновесия и образованию полнокристаллических пород.

При низких температурах метаморфизма с небольшой скоростью химических реакций образуются не полностью перекристаллизованные мелкозернистые породы филлиты и сохраняются реликты исходных минеральных ассоциаций (например, в магматических породах), кристаллизовавшихся ранее при высоких температурах.

Одни специалисты считают, что нижний предел температуры метаморфизма близок к 150 °С. Академик В.С. Соболев (1908–1982) считал минимальной температурой метаморфизма 380 °С. Эта температура отвечает температуре устойчивости хлоритов – самых низкотемпературных минералов изохимического метаморфизма. Верхняя граница метаморфизма для пород, близких по составу гранитам, не превышает 750 °С, для основных пород – 1100 °С.

В низкотемпературной области преобразования ограничиваются катагенезом и метагенезом, а в высокотемпературной – образованием магмы.

Источниками повышения температуры могут являться:

- близость магматических масс;
- термический градиент (повышение температуры с увеличением глубины);
- тепло, выделяющееся при тектонических движениях;
- тепло, приносимое из недр Земли интрателлурическими растворами [*лат. intra – внутри и telluris – Земля*].

Генерация тепла внутри Земли происходит в результате процессов:

- распада радиоактивных элементов внутри Земли;
- гравитационной (плотностная) дифференциации вещества Земли, благодаря чему Земля приобрела оболочечное строение;
- твёрдых приливов в приповерхностных слоях Земли, связанных с гравитационным влиянием Луны, переход кинетической энергии в тепловую.

*Давление* внутри Земли является вторым фактором, побуждающим метаморфизм. Повышение температуры и давления способствует образованию минералов с более плотной упаковкой в кристалле атомов, молекул, ионов, соответственно более плотных (тяжёлых), содержащих меньше воды и более тугоплавких. Такой метаморфизм называют прогрессивным. Он противопоставляется регрессивному метаморфизму (диафторезу) [*греч. dia – пере..., раз... и phthoros – гибель, разрушение*], при котором минералы, возникшие при высоких температуре и давлении, замещаются минералами, образующимися при низких температуре и давлении.

Общее давление в земной коре складывается из литостатического давления и давления флюидов.

Литостатическое давление ( $P_{\text{лит}}$ ) обусловлено давлением вышележащих толщ. Градиент литостатического давления варьирует от 260 до 320 бар/км в зависимости от плотности перекрывающих пород. Считается, в среднем давление возрастает на 270 бар на каждый километр погружения. На глубине 10 км от поверхности давление нагрузки соответствует 2,7 кбар.

Поровое флюидное давление ( $P_{\text{фл}}$ ) обычно уравнивают с давлением нагрузки ( $P_{\text{лит}}$ ). Помимо общего, называемого петростатическим давлением, а также всесторонним, есть давление одностороннее (стресс), часто называемое боковым давлением. Боковое давление (стресс) возникает при интенсивных

тектонических движениях дислокационного характера. Оно приводит к деформациям, вызывает появление закономерностей пространственной ориентировки минералов в горной породе; так, например, пластинчатые минералы располагаются плоскостями спайности и перпендикулярно к направлению давления, в результате чего формируются сланцевые текстуры пород.

*Флюиды* – неперенные участники метаморфизма. Флюиды заполняют поры в породах. Без участия флюидов метаморфические реакции идут медленно или практически не происходят. Наиболее важными и преобладающими компонентами флюидов являются вода и углекислота с подчинённым количеством сероводорода, соединений фтора, хлора, бора, гидроксидов натрия, калия, кальция ( $H_2S$ ,  $HF$ ,  $HCl$ ,  $HBr$ ,  $NaOH$ ,  $KOH$ ,  $Ca(OH)_2$ ).

Роль флюидов в метаморфических процессах многогранна: они являются участниками реакций, средой, в которой переносятся компоненты химических реакций; велика роль флюидов в переносе тепла и его генерации. При их движении к поверхности они окисляются, благодаря этому выделяется тепло.

Химически активные флюиды являются катализаторами, облегчающими и ускоряющими реакции между минералами, участвуют в образовании новых минералов, входя в их структуру и производя замещение старых минеральных ассоциаций новыми. Повторный метаморфизм, в частности диафторез, обычно вызван новым этапом эндогенной активности, обеспечивающим поступление новой порции флюида. Метаморфическая дифференциация осуществляется главным образом путём диффузии компонентов через поровый флюид, что определяет незначительные масштабы массопереноса. Диффузия ведёт к выравниванию градиента концентрации химических элементов, что исключает вероятность появления в метаморфических породах каких-либо новых аномальных концентраций хими-

ческих элементов; следовательно, процесс метаморфизма неперспективен в плане рудогенеза.

**Вещественный состав метаморфических пород** (минеральный и химический) является одним из классификационных диагностических признаков.

Химизм метаморфических пород обусловлен исходным составом протолита и определяется концентрацией, количеством в них петрогенных оксидов (табл. 71–74).

Таблица 71

Средний химический состав наиболее распространённых осадочных пород

Оксиды	Глины	Песчаники	Известняки
SiO <sub>2</sub>	60,1	78,7	5,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,5	4,8	0,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	6,9	5,9	0,5
MgO	2,3	1,2	7,9
CaO	1,4	5,5	42,6
Na <sub>2</sub> O	1,0	0,5	0,5
K <sub>2</sub> O	3,6	1,3	–
CO <sub>2</sub>	1,5	5,0	41,6

Таблица 72

Химический состав некоторых метаморфических пород

Оксиды	Мрамор	Кварцит	Филлит	Кристаллический сланец	Гнейс	Амфиболит	Основной кристаллический сланец	Глаукофановый сланец	Эклогит
SiO <sub>2</sub>	2,64	98,37	60,91	60,26	63,04	47,69	52,08	47,84	46,90

Окончание табл. 72

Оксиды	Мрамор	Кварцит	Филлит	Кристаллический сланец	Гнейс	Амфиболит	Основной кри- сталлический сланец	Глаукофановый сланец	Эклогит
TiO <sub>2</sub>	0,09	–	0,87	1,35	1,20	1,47	0,55	1,74	1,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,83	18,92	15,75	15,51	14,74	12,67	13,92	14,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	–	6,38	2,36	0,32	4,48	6,46	7,25	5,40
FeO	0,22	0,33	2,04	6,53	6,81	6,29	7,46	6,83	7,50
MnO	0,03	–	0,08	0,11	0,15	0,22	0,17	0,19	0,23
MgO	2,08	0,25	1,78	3,25	2,79	6,18	7,04	4,85	6,10
CaO	52,33	0,22	0,43	1,99	3,26	9,91	9,75	8,02	12,30
Na <sub>2</sub> O	–	–	0,71	1,33	1,71	3,13	2,35	4,56	4,10
K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub> = 41,0	–	3,83	2,70	2,74	0,45	0,49	0,80	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	–	0,02	–	0,14	0,10	0,07	0,20	0,12
H <sub>2</sub> O	0,54	–	–	–	–	3,62	1,15	–	1,40



Упрощённая систематика метаморфических пород  
по исходному составу и парагенезису минералов

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
<i>Контактный (термальный) метаморфизм</i>				
Осадочные и вулканогенно-обломочные породы	Алюмосиликатные обломочные породы	Ороговикованные песчаники, алевролиты и др. Ведущие минералы: кварц, биотит, альбит и др. Сохраняются реликты обломочных структур и слоистости	Контактные роговики (биотитовые, андалузитовые и др.). Ведущие минералы: биотит, гранат, андалузит, кварц, кордиерит, турмалин, плагиоклаз и др. Почти не сохраняются реликты обломочных структур. Структура мелкозернистая, гранобластовая (роговиковая)	Гнитизированные породы и мигматиты. Ведущие минералы: кварц, биотит, калишпат, плагиоклаз, кордиерит, силлиманит и др. Структура гранобластовая, близкая к гранитной

Продолжение табл. 73

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
	Карбонатные породы	Кристаллические известняки и доломиты. Ведущие минералы: кальцит, доломит. Реликты первичных структур и слоистости	Мраморы; тремолитовые, волластонитовые, диопсидовые породы; известково-силикатные роговики (скарноиды). Ведущие минералы: пироксены, гранаты, тремолит, волластонит, кварц, кальцит и др. Исчезают реликты первичных структур, структуры гранобластовые. Реликты слоистости иногда сохраняются (особенно в скарноидах)	Мраморы и скарноиды. Состав: карбонаты и кальцийсодержащие силикаты. Скарноиды – преимущественно слоистые, полосчатые породы гранобластовой структуры; в мраморах сохраняются реликты слоистости; часты прожилки гранитов

Продолжение табл. 73

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
	Глинистые породы, туфы и туффиты	Пятнистые сланцы и роговики. Минералы: кварц, биотит, андалузит, кордиерит и др. Реликты обломочных структур и слоистости	Контактные роговики. За счёт туфов иногда образуются роговики, близкие скарноидам, а также амфиболовые роговики	Мигматиты и гранитизированные породы аналогичные продуктам контактового метаморфизма алюмосиликатных пород
Магматические породы	Вулканические эффузивные породы различного состава	Ороговикованные эффузивы. Ведущие минералы: биотит, кварц, амфиболит, иногда турмалин. Сохраняются реликты первичных структур и текстур	Контактные роговики. За счёт основных эффузивов – амфиболовые роговики. Редко сохраняются реликты порфировых структур	Гранитизированные породы или мигматиты

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
<i>Региональный (динамотермальный) метаморфизм</i>				
Осадочные и вулканогенные горные породы	Алюмосиликатные обломочные породы (песчаники, кремнистые сланцы и др.)	Метаморфизованные песчаники, кварцитопесчаники, конгломераты. Ведущие минералы: кварц, хлорит, альбит, серицит, эпидот и др. Сохраняются реликты обломочных структур	Кварциты, гнейсы, метаморфизованный конгломерат. Ведущие минералы: полевые шпаты, слюды, кварц, амфиболы и др. Кварциты массивные, почти нет реликтов обломочных структур, структура гранобластовая. Конгломераты сохраняют реликты первичных структур, но их цемент полностью перекристаллизован	Кварциты (в т.ч. мигматизированные), гнейсы, гранитогнейсы, метаморфизованные конгломераты. Ведущие минералы: кварц, полевые шпаты, пироксены и др. Сливные кварциты с прожилками (часто) гранитного состава; гранитовидные породы с параллельной текстурой. Конгломераты сохраняют реликты галек в гнейсовом цементе

Продолжение табл. 73

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
Осадочные и вулканогенные горные породы	Карбонатные породы (известняки, доломиты и т.д.)	Кристаллические известняки и доломиты. Ведущие минералы: кальцит, доломит. Сохраняются реликты первичных структур осадочных пород	Мраморы; доломитовые, диопсидовые, тремолитовые мраморы. Ведущие минералы: кальцит, тремолит, доломит, диопсид и др. Мраморы массивные, не сохранившие реликтов первичных структур. Структуры гранобластовые	Мраморы, бескварцевые гнейсы и мигматиты. Диопсид-карбонатные, диопсид-скаполитовые, диопсид-амфиболовые и т.п. породы, часто с инъекционными прожилками гранита; структура гранобластовая
	Глинозёмистые породы (глины, алевролиты и т.д.), мергели, кислые туфы и др.	Филлиты. Ведущие минералы: кварц, серицит, хлорит, альбит. Сохраняются реликты обломочных структур	Кристаллические сланцы и гнейсы. Ведущие минералы: биотит, гранат, дистен, кордиерит, ставролит, силлиманит (фибролит),	Инъекционные гнейсы и мигматиты гранито-гнейсы, чарнокиты. Ведущие минералы: калишпат, кварц, плагиоклаз, силлиманит, кор-

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
			кварц, плагиоклаз, мусковит. Реликты обломочных структур редки или отсутствуют. Структуры лепидогранобластовые, фиброгранобластовые, порфиробластовые	диерит, амфиболы, биотит, пироксены (в чарнокитах). Инъекционные прожилки гранита; породы иногда имеют облик гранитов с параллельной текстурой. Структура лепидогранобластовая, нематогранобластовая, порфиробластовая
	Железистомагнезиальные породы (монтмориллонитовые глины, основные туфы и др.)	Зелёные сланцы. Ведущие минералы: хлорит, эпидот, актинолит, альбит, кварц и др., присутствуют реликты структур протолитов	Амфиболиты (в т.ч. полевошпатовые), кристаллические сланцы и гнейсы. Ведущие минералы: роговая обманка, плагиоклаз, биотит, гранат,	Амфиболиты, амфиболовые и пироксеновые мигматиты, инъекционные гнейсы, чарнокиты. Ведущие минералы: роговая обманка, пироксены, биотит, кордиерит,

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
			кордиерит, ставролит, кварц. Реликты структур редки или отсутствуют. Структуры нематобластовые, нематогранобластовые, гранобластовые	магнетит, плагиоклаз, кварц, калишпат. Структуры нематобластовые, нематогранобластовые, порфиробластовые. Пятнистые прожилки гранита
Магматические горные породы	Вулканические породы различных составов	Порфиroidы серицитовые и зелёные сланцы, частичное сохранение первичных минералов (кварц, полевые шпаты). Реликты порфирировых, офитовых или обломочных структур. Параллельные и очковые текстуры	Кристаллические ортосланцы и ортоамфиболиты. Реликты порфирировых структур редки. Ведущие минералы: биотит, гранат, ставролит, силлиманит (фибрит), кварц, плагиоклаз, мусковит, роговая обманка, плагиоклаз, кордиерит. Структуры кристаллобластовые	Ортогнейсы, мигматиты, гранитогнейсы, гнейсограниты, породы гранитного облика с параллельной, очковой или свилеватой текстурой и гранобластовой, лепидобластовой структурой. Минеральный состав тот же, что и у продуктов метаморфизма соответствующих осадочных пород.

Генетический тип протолита	Состав исходных пород	Температурная ступень метаморфизма		
		Низкая и средняя < 400 °С	Высокая 400–600 °С	Весьма высокая 600–800 °С
				Ортоамфиболиты, гранатовые амфиболиты, мигматиты
	Ультраосновные и основные plutonic породы	Тальково-хлоритовые, тальково-карбонатные породы, зелёные сланцы. Ведущие минералы: тальк, хлорит, серпентин, карбонаты	Ортоамфиболиты, гранатовые амфиболиты. Ведущие минералы: роговая обманка, плагиоклаз, гранат. Текстура массивная; структура кристаллобластовая	
	Средние и кислые вулканические породы	–	Ортогнейсы, очковые гранитогнейсы. Ведущие минералы: полевые шпаты, кварц, слюды, амфиболы. Текстура параллельная, часто очковая, реликтовая порфириовидная	Ортогнейсы, гнейсовидные граниты. Ведущие минералы: полевые шпаты, пироксены, кварц, слюда. Текстура параллельная, иногда реликтовая порфириовидная



## Дислокационный метаморфизм (динамометаморфизм)

Генетика протолита	Состав исходных пород	Степень метаморфизма		
		Низкая	Средняя	Высокая
		Характер деформации		
		Хрупкая	Хрупкая	Пластическая
Горные породы	Горные породы	Тектоническая брекчия. Круп- ные остроуголь- ные обломки породы сцемен- тированные не- большим коли- чеством мелко- перетёртого ма- териала или гидротермаль- ными минерала- ми (кварц, кар- бонаты, барит, флюорит, хло- рит, турмалин)	Катаклазит. Остроугольные обломки пород одинакового или различного состава, погру- женные в тон- коизмельчён- ный материал, иногда оквар- цованный, кар- бонатизиро- ванный, хлори- тизированный и т.п.	Милонит. Порода пол- ностью раз- вальцована и приобрела параллель- ную текстуру (нередко оч- ковую, свиле- ватую), при- дающую по- роде сланце- ватый облик. Обломки ми- нералов име- ют линейно- плоскостную ориентировку

Специфические минералы, свойственные только мета-морфическим породам: кордиерит, андалузит, кианит (дистен), силлиманит, некоторые гранаты, пироксены ряда диопсид-геденбергит, волластонит, эпидот-цоизит, некоторые амфиболы, серпентин, тальк, хлорит, глаукофан, везувиан и др.

Минералы, типичные для магматических и метаморфических пород: полевые шпаты, кварц, биотит, роговая обманка, пироксены, оливин и др.

Минералы, типичные для осадочных и метаморфических пород: кальцит, доломит, гематит, оксиды и силикаты алюминия.

Вторичные минералы в магматических породах и являющиеся типичными для метаморфических пород: серпентин, тальк, серицит, хлорит, цоизит, эпидот, актинолит и др.

### 4.3. Структуры и текстуры метаморфических горных пород

Одной из основных особенностей метаморфизма является наличие в метаморфических породах не только минеральных реликтов (остатков), а также реликтов структур и текстур, так в метаморфизованных осадочных породах сохраняется их слоистость.

**Структуры.** Структурой метаморфических пород, как и других пород, называют особенности её строения, обусловленные наличием и взаимоотношением составных частей.

Структуры, образовавшиеся в процессе перекристаллизации, доведённом до конца, собственно метаморфические структуры, называют новообразованными, если в метаморфизованной породе сохраняются фрагменты протолита, то структуры называют реликтовыми.

Если процесс образования кристаллов (минералов) из магмы, соляного раствора и др. называют кристаллизацией, то процесс перекристаллизации вещества вновь образующейся метаморфической породы называют бластез, для обозначения реликтовых структур используют приставку или суффикс «бласто», например «порфиробластовая», «бластоалевритовая» и т.п.

Новообразованные структуры делятся на две большие группы: кристаллобластовые и катакластические.

**Кристаллобластовые структуры.** Совершенство кристаллографических форм зависит от их способности образовывать огранённые кристаллы. Хорошо огранённые кристаллы называют идиобластами, зёрна кристаллов, имеющие неправильные грани, – ксенобластами. По способности метаморфи-

ческих минералов к образованию хорошо огранённых кристаллов учёными составлен общий кристаллобластический ряд, в котором каждый последующий минерал обладает меньшей кристаллизационной силой, чем предыдущий, меньшим идиоморфизмом:

- рутил, сфен (титанит), магнетит;
- турмалин, дистен, ставролит, гранат, андалузит;
- эпидот, цоизит, форстерит;
- пироксены, амфиболы, волластонит, слюды, хлориты;
- доломит, кальцит;
- кордиерит, полевые шпаты, кварц.

Метаморфические породы всегда полнокристаллические; по размерам зёрен различают структуры: грубозернистые (более 1,0 см), крупнозернистые (1–0,5 см), среднезернистые (0,5–0,1 см), мелкозернистые (менее 0,1 см).

По относительным размерам кристаллов – равномерно-зернистые (гомобластовые) и неравномерно-зернистые (гетеробластовые) структуры. Самая распространённая разновидность из гетеробластовых структур – порфиробластовая структура, зёрна в породе называют порфиробластами, а среда, в которую погружены порфиробласты, – относительно мелкозернистая основная ткань. Термином «основная ткань» подчёркивается кристаллически-зернистое строение среды в отличие от «основной массы» в вулканитах, где присутствует аморфное вулканическое стекло.

По форме зёрен выделяют три главные структуры.

1. *Гранобластовая структура* – зёрна породообразующих минералов (как правило кварц, полевые шпаты, карбонаты) изометричной формы. Гранобластовая структура типична для роговиков, её называют роговиковая структура.

2. *Лепидобластовая структура* [< греч. lepidos – чешуя] образуется чешуйками минералов (слюды, хлорит, хлоритоиды).

Разновидности:

– параллельно-лепидобластовая структура: чешуйки минералов ориентированы параллельно друг другу, подчёркивая сланцеватость;

– спутанно-лепидобластовая структура образуется неориентированными чешуйками слюд, структура типична для филлитов, грейзенов, сланцев.

3. *Нематобластовая структура* [< греч. nematos – нить] состоит из волокнистых, игольчатых, призматических минералов. Характерна для актинолитовых, дистеновых, силлиманитовых сланцев. Если порода состоит из волокнистых минералов её называют фибролитовой [< лат. fibra – волокно]. Морфологией минеральных агрегатов определяются разновидности нематобластовых структур: метельчатая, сноповидная, розетковидная.

По взаимоотношению минералов в породе в метаморфических породах к таким структурам относят следующие: прорастания, реакционные и замещения.

В структурах прорастания наблюдаются включения одного минерала в другом. В зависимости от величины включений и их ориентировки выделяют пойкилобластовую, ситовидную и диабластовую структуры.

*Пойкилобластовая структура* [< греч. poikilos – пёстрый, разнообразный] – мелкие включения (прорастания) минералов основной ткани в порфиробластах (пойкилобластах) (минералах-хозяинах). Например, графитовые включения в процессе кристаллизации минерала-хозяина «выталкиваются» за пределы зерна. Таким образом происходит самоочищение минерала, которое зависит от его кристаллизационной силы. В других случаях включения мелких зёрен в более крупные являются продуктом одной и той же метаморфической реакции. Кристаллу, растущему быстрее, чем соседи, и через определённое время более крупному, энергетически выгоднее включить мелкие кристаллические зёрна другого минерала,

обволакивая, вовлекая их, нежели «вытолкнуть» за пределы зерна.

*Ситовидная структура* отличается от пойкилобластовой ещё большим количеством включений в минерале – хозяине. Контуры минерала – хозяина распознаются только при изучении шлифа.

*Диабластовая структура* – структура взаимного прорастания друг в друга двух минералов. Встречаются амфиболиты с прорастаниями амфибола и плагиоклаза, гранат-пироксеновые, пироксен-скаполитовые и др. Иногда выделяют разновидности микробластическую и криптобластическую, которые отличаются от диабластической очень мелкими размерами сростаний.

К реакционным структурам в метаморфических породах относят друзитовую, симплектитовую и мирмекитовую структуры.

*Друзитовая структура* – наличие в породе минеральных агрегатов, в которых минералы нарастают друг на друга в виде каёмок.

*Симплектитовая* (симплексная) [*лат. Simplex* – простой] – общее название структур взаимного прорастания минералов.

К структурам замещения относят пертиты, мирмекиты, псевдоморфозы.

*Пертит* – калиевый полевой шпат с закономерно расположенными вростками плагиоклаза; это структура распада твёрдых растворов, осложнённая пертитамы замещения.

*Мирмекит* [*греч. муртех* – муравей] – прорастания зёрен плагиоклаза червеобразно изгибающимися и расходящимися вростками кварца.

*Псевдоморфозы* – минеральные образования, обладающие кристаллографической формой чуждой слагающему их веществу; образуются при одновременном удалении вещества первичного минерала и отложении нового минерального вещества. Псевдоморфозы – типичные структуры замещения.

**Катакластические структуры.** Катакластические структуры [*< греч. kataklaō – ломаю*] возникают под воздействием на породы и отдельные минералы сильного давления, стресса, при сравнительно низких температурах. Динамические нагрузки приводят к полному или частичному раздроблению исходных пород и минералов внутри пород. Под воздействием стресса возможно пластическое течение раздробленных частиц. К структурам раздробления относят брекчиевидную, собственно катакластическую, бетонную, милонитовую, порфирокластическую, филлонитовую, псевдотахилитовую.

*Брекчиевидная структура* образуется при цементации остроугольных обломков размером более 2–10 мм тонкоперетёртым материалом.

*Собственно катакластическая структура* – дробление зёрен минералов не сопровождается их перемещением и охватывает обычно приграничные зоны (участки) кристаллов. Катаклаз выражается в деформации кристаллических решёток минералов, проявляется в появлении двойников скольжения, растрескивании, грануляции минералов. Катакластическая структура типична для начальных этапов дробления породы.

*Бетонная структура* – в породе присутствуют крупные минеральные зёрна, погруженные в тонкоперетёртый цементированный материал.

*Филлонитовая структура* – милонитовая структура с очень тонким размером частиц. Филлониты, так же как и филлиты, имеют шелковистый блеск на поверхностях рассланцевания.

*Милонитовая структура.* Исходная порода подверглась интенсивному и тонкому дроблению, а частицы испытали значительные перемещения, в том числе и относительно друг друга. В некоторых участках частично сохраняются от дробления минералы в виде линзовидных, завальцованных глазков. Они называются порфирокластами. Основная ткань тонкоперетёртая, в ней отмечается незначительное количество новообразований (серцит, хлорит).

*Псевдотахилитовая структура* встречается в псевдотахилитах. Размеры кластогенных частиц настолько малы, что порода не поляризует свет.

**Текстуры.** Текстуры метаморфических пород обусловлены теми же признаками, что и других пород, т.е. способом заполнения пространства и распределением составных частей в породе. Особенности текстур метаморфических пород зависят от текстур исходных пород, кристаллобластеза, метаморфической дифференциации и внешних факторов (температура, давление, инъекции магматического расплава). В связи с этим текстуры метаморфических пород делят на два главных типа: реликтовые и собственно метаморфические.

Систематика метаморфических текстур:

- по способу заполнения пространства – плотная;
- по расположению составных частей в породе – массивная (однородная) и неоднородная.

**Массивная текстура** характеризуется полной однородностью породы. Минеральный состав, количественные соотношения, зернистость и проч. идентичны в любом участке породы. Массивная текстура возникает при перекристаллизации (бластезе) однородного материала, при отсутствии направленного давления (стресса).

Среди **неоднородных текстур** выделяют сланцеватую (кристаллобластовую и механическую), гнейсовую, полосчатую, пльчатую, линзовидную, пятнистую, узловатую.

**Сланцеватые текстуры** распространены в породах, формирующихся в условиях направленного давления. При дислокационном метаморфизме, воздействии на слоистые породы формируются породы с механической сланцеватостью; проявляется она развитием в породе извилистых поверхностей расланцевания, выкрашивающих в ней линзовидные участки поверхности, которые контролируются перетёртым материалом, образовавшимся в результате дифференциальных подвижек вдоль этих поверхностей. Внутри линзовидных участков может формироваться индивидуальная сланцеватость.

Кристаллобластовая сланцеватость формируется в породе в процессе ориентированного роста призматических, игольчатых, чешуйчатых минералов вдоль плоскостей, перпендикулярных стрессу. В зависимости от морфологии минералов выделяют разновидности этой сланцеватости:

– плоскопараллельная сланцеватость обусловлена пластинчатыми минералами; такая текстура характерна для слюдяных сланцев, филлитов;

– линейно-параллельная текстура обусловлена удлинённо-призматическими минералами (дистен, силлиманит, актинолит, роговая обманка).

*Гнейсовидная текстура* обусловлена полосчатым распределением светлоокрашенных (кварц, полевые шпаты) и фемических минералов (пироксен, гранат, слюды, роговая обманка), ориентированные субпараллельно. Её можно назвать плохо выраженной кристаллизационно-сланцеватой текстурой.

*Полосчатая текстура* обусловлена чередованием слоёв (полос), отличающихся по цвету, составу, структуре. Очевидно, сказалась остаточная слоистость исходных пород или метаморфическая дифференциация.

*Плойчатая текстура* выражена мелкой складчатостью (плойчатостью), развитой в сланцеватых и полосчатых породах. Размеры складок (амплитуда плек, размах крыльев) очень невелики, составляют первые сантиметры. Часто проявляется микроскопическая плойчатость.

*Очковая, или линзовидная текстура* характеризуется линзовидными обособлениями гранобластических агрегатов породообразующих минералов (кварца, кальцита и др.) в общей сланцевой фактуре породы. Подобная текстура свойственна некоторым гнейсам.

*Пятнистая текстура* обусловлена неравномерным, кучным распределением минералов (в том числе цветных) в породе; возникает при контактово-термальном метаморфизме.



Узловатая текстура характеризуется наличием «узелков» эллипсоидной формы, выделяющихся на общем фоне породы цветом, минеральным составом, зернистостью, крепостью и другими свойствами. Узловатая текстура возникает в результате отделения (сегрегации) минералов в процессе перекристаллизации породы и отражает прогрессивное развитие метаморфизма.

#### 4.4. Фации метаморфизма

Фации метаморфизма подразделяются на 3 группы в зависимости от уровня давления: низкое, среднее, высокое (рис. 17).

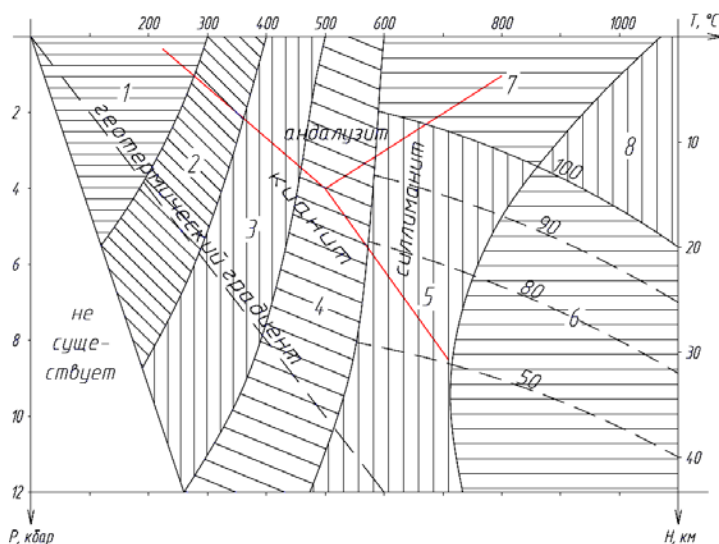


Рис. 17. Схема минеральных фаций метаморфических горных пород: 1 – поле фации глинистых сланцев и порфириров; 2 – зеленокаменных пород и филлитов; 3 – зелёных (хлоритовых), серицитовых и мусковитовых сланцев; 4 – эпидотовых амфиболитов и двуслюдяных гнейсов; 5 – амфиболитов и биотитовых гнейсов; 6 – пироксен-плаггиоклазовых сланцев, гнейсов; 7 – контактовых роговиков; 8 – бухитов (роговиков со стеклом)

На рис. 16 цифры на линиях обозначают железистость граната  $(Fe\ 100)/(Fe+Mg)$ , определяющая фации глубинности пород:

- выше линии 100 – кордиеритовых роговиков без граната;
- область (90–100) – малоглубинных гнейсов и гранатовых роговиков;
- область (80–90) – гнейсов средней глубинности;
- область (50–80) – глубинных гнейсов и гранат-пироксен-плагиоклазовых (эклогитовых) сланцев;
- область ниже линии 50 – фация очень глубинных гнейсов (гиперстен-силлиманитовых, кварц-сапфириновых и др.) и эклогитов.

**1. Фации низкого давления**, контактово-термальный метаморфизм. Общее давление 0,001–4,0 кбар; сильные колебания порового давления воды и углекислоты. Температурный интервал 550–1200 °С.

**T<sub>1</sub>** – низкотемпературная фация, альбит-эпидот-роговиковая (мусковит-роговиковая). Температура менее 550 °С (350 °С), давление 0,1–2,0 кбар; породы этой фации обычно локализованы во внешних частях контактовых ореолов.

**T<sub>2</sub>** – среднетемпературная фация, амфибол-роговиковая (роговообманково-роговиковая). Температура 550–800 °С; давление 0,01–4 кбар; ограничена снизу линией устойчивости альмандина, доломита, кальцита с кварцем; подразделяется на две субфации амфиболитовых роговиков: силлиманитовую и андалузитовую.

**T<sub>3</sub>** – высокотемпературная фация, пироксен-роговиковая. Температура 700–900 °С; давление 0,1–2 кбар; ограничена снизу линией устойчивости силлиманита, кварца, воллостанита с кальцитом, граната, биотита, а также линией плавления базальта; характерна для внутренних частей ореолов, генетически связанных с интрузивами габброидов; подразделяется на воллостанит-анортитовую и гроссуляровую субфации.

**T<sub>4</sub>** – фация пирометаморфизма, санидинитовая (спуррит-мервинитовая). Температура 900–1200 °С, давление 0,001–0,3 кбар; характерна для ксенолитов в вулканических породах, находится в непосредственном контакте с магматическими породами основного состава; имеет крайне ограниченное распространение; для карбонатных пород подразделяется на мервинит-кальцитовую и монтичеллит-спуррит-тиллитовую субфации.

**2. Фации среднего давления**, региональный, динамотермальный метаморфизм. Температурный интервал 300–1000 °С; общее давление 3–15 кбар, доля давления паров воды во флюиде снижается от низкотемпературных фаций к высокотемпературным, где она составляет 0,2–0,3 общего давления ( $P_{\text{общ}}$ ), давление углекислоты ( $P_{\text{CO}_2}$ ) наоборот возрастает.

**P<sub>0</sub>** – цеолитовая и пренит-пумпеллиитовая фации (исключенные из кодекса [7] из фаций регионального метаморфизма) и региональный эпигенез. Температура 100–350 °С, давление 3–5 кбар. Характерны новообразования минералов: цеолитов, альбита, адуляра и др.

**P<sub>1</sub>** – фация зеленосланцевая (зелёных сланцев). Температура 350–550 °С, давление 7–10 кбар, снизу по температуре ограничена устойчивостью парагенезиса хлорит-кварц; характеризуется отсутствием роговой обманки, альмандина и олигоклаза; в большей части фации устойчивы также порфирит и пумпеллиит; верхняя граница фации фиксируется отсутствием каолинита, диаспора, цеолитов и других высоководных кальцийсодержащих минералов. По давлению области зеленосланцевой фации и глаукофансланцевой (лавсонит-глаукофановой) фации разделяются линиями устойчивости лавсонит + кварц, арагонита и жадеита. Типичные представители филлиты, сланцы известковые и др., зеленокаменные породы, серпентиниты.

**P<sub>2</sub>** – эпидот-амфиболитовая фация, фация андалузит-мусковитовых сланцев. Температура 500–650 °С, давление 7,5–10,0 кбар; нижний температурный предел фации опреде-

ляется линией устойчивости мусковит + кварц и ставролит + кварц; верхняя температурная граница фиксируется сменой альмандина хлоритом с кварцем, исчезновением роговой обманки; по линии давления фация эпидот-амфиболитовая отделена от фации глаукофанальмандиновой линией устойчивости дистена.

**P<sub>3</sub>** – амфиболитовая фация, фация силлиманит-биотитовых гнейсов. Температура 650–800 °С, давление 4–8 кбар. По давлению фация амфиболитовая отделена от фации дистеновых гнейсов линией силлиманита.

**P<sub>4</sub>** – гранулитовая фация, фация дупироксеновых гнейсов. Температура 750–1000 °С, давление 4–13 кбар. Снизу по температуре и давлению поле фации ограничено линиями плавления базальта, устойчивости альмандина и доломита.

**3. Фации высокого давления,** дислокационный метаморфизм. Фации дислокационного метаморфизма представлены двумя группами:

1) фации умеренного давления. Новообразованные ассоциации минералов могут соответствовать фациям регионального метаморфизма, чаще всего это эпидот-амфиболитовая фация и зеленосланцевая;

2) фации аномально высокого давления. Минеральный состав пород динамометаморфизма (дислокационного) зависит в основном от состава исходных пород; изменения касаются главным образом структурно-текстурных особенностей. В группу входят фации: глаукофансланцевая и эклогитовая.

**Типы, стадийность, зоны и фации метаморфизма.** По преобладанию роли в процессе преобразования минералов тех или иных факторов метаморфизма, а также в зависимости от масштабов влияния этих факторов и явлений метаморфизма в пространстве выделяют отдельные типы метаморфизма, основными из которых являются региональный (динамотермальный), контактовый (термальный) и динамометаморфизм (дислокационный). Классы метаморфических пород совпадают по

названиям с типами процессов метаморфизма, при котором они образовались.

*Региональный метаморфизм* является наиболее распространённым, охватывает огромные площади, целые регионы. Проявляется он в условиях, когда отдельные участки земной коры испытывают длительное прогрессивное погружение, в результате которого породы перемещаются из верхних горизонтов земной коры в более глубокие; сопутствующее прогибание земной коры компенсируется осадконакоплением. В качестве главных факторов регионального метаморфизма, таким образом, выступает петростатическое давление и температура, постоянное повышение которой обусловлено термическим градиентом. С ростом температуры происходят метаморфические реакции с разложением водосодержащих фаз (хлориты, слюды, амфиболы); с ростом давления происходят реакции уменьшения объёма фаз. При погружении блоков породы в слои с температурой более 600 °С начинается частичное плавление некоторых пород, образующиеся расплавы уходят в верхние горизонты, оставляя тугоплавкий остаток – рестит. Существенную роль в процессе играет одностороннее давление и химически активные флюиды.

В глубинных зонах земной коры может проявляться особая стадия регионального метаморфизма – ультраметаморфизм. Расплавы, возникающие при ультраметаморфизме, проникают во вмещающие породы, пронизывают их, образуя породы смешанного состава – мигматиты, которые широко развиты в пределах древних щитов – Балтийского, Алданского и др.

*Контактный метаморфизм* проявляется на контактах магматических расплавов, внедряющихся в земную кору, с вмещающими породами. Вблизи контакта образуется ореол метаморфических пород, который захватывает как окружающие магматическое тело породы, так и краевые части самого магматического тела. Основными факторами изменения вмещающих пород в зоне контакта являются температура пород,

возрастающая от воздействия магматических масс и химически активные флюиды, выделяемые расплавами.

Процесс преобразования пород путём замещения одних минералов другими, протекающий при участии газов и растворов и сопровождающийся изменением химического состава минеральных образований породы в твёрдом состоянии, называется *метасоматозом*, а разновидность контактового метаморфизма – контактово-метасоматическим. В зависимости от агрегатного состояния флюида (газ, жидкость) различают пневматолитовый и гидротермальный контактово-соматический метаморфизм. Наиболее распространённые контактово-соматические породы – скарны и грейзены.

*Динамометаморфизм* (дислокационный, катакластический метаморфизм) проявляется в верхних частях земной коры, в зонах развития тектонических движений дислокационного характера; часто локализуется вдоль разрывных тектонических нарушений. Таким образом, основным фактором, вызывающим его, является одностороннее давление. При динамометаморфизме изменяются в основном структурно-текстурные особенности пород. Происходит их дробление, а в более глубоких зонах в связи с повышением температуры разрушение сменяется пластическими деформациями. В породах появляется полосчатость, заключающаяся в чередовании слоёв различных по форме зёрен и окраске минералов, возникает кристаллизационная сланцеватость.

***Степень изменения пород при региональном метаморфизме*** напрямую зависит от степени изменения термодинамических условий среды. Главным параметром (критерием) изменения условий рассматривается глубина протекания процесса, потому что именно ею определяется температура и давление. Различают три стадии изменения пород при региональном метаморфизме.

1. Стадия низкой степени метаморфизма (эпиметаморфизм). Слабые изменения пород происходят при температуре

ниже 500 °С и давлении менее 5 кбар. В породах сохраняются водные минералы. На этой стадии глины преобразуются в глинистые сланцы, песчаники – в кварциты, известняки – в мраморы. Ей соответствует самая верхняя зона метаморфических изменений – эпизона.

2. Стадия средней степени метаморфизма, мезометаморфизм. Температура 500–1000 °С, давление 5–10 кбар. На этой стадии происходит потеря водными минералами химически связанной воды. На этой стадии глинистые и кварцевые породы преобразовываются в слюдяные сланцы, кислые породы – в гнейсы, основные – в амфиболиты. Этой стадии соответствует мезозона (срединная), расположенная ниже эпизоны.

3. Стадия высокой степени метаморфизма, катаметаморфизм. Преобразования происходят при температуре выше 1000 °С и давлении более 10 кбар. Гидростатическое давление преобладает над боковым. На этой стадии породы приобретают гнейсовую и массивную текстуру; слюдяной сланец преобразуется в гнейс, среднезернистый мрамор – в крупнозернистый, слюдяной кварцит – в кварцитовый гнейс. Этой стадии соответствует глубинная зона – катазона, расположенная ниже мезозоны.

Итак, метаморфическая зона – совокупность физико-химических условий, создающихся на той или иной глубине. Горные породы одного и того же минерального состава, подвергаясь воздействию различных соотношений давление + температура + флюиды, при метаморфизме приобретают различный минеральный состав, при изменении этих соотношений (условий) минералы могут вновь перекристаллизовываться. Минералы, устойчивые в строго определённых условиях температуры и давления, – индекс-минералы.

Под метаморфической фацией понимают совокупность пород различного состава, которые возникли при одинаковых условиях температуры и давления (*PT*-условиях) и характери-

зуются наличием определённого ряда минералов (ассоциаций минералов), которые образовались в особых определённых метаморфических условиях.

Концепцию метаморфических фаций в 1915 г. опубликовал П. Эскола, фация здесь изначально противопоставлялась понятию о метаморфических зонах. В качестве основания для выделения фаций Эскола принял наличие критических минералов, т.е. минералов, устойчивых только в условиях температур и давлений, характерных для данной фации. Кроме того, выделены запрещённые минералы (ассоциации) – невозможные в данных *PT*-условиях. В первоначальной схеме Эскола были выделены пять фаций: санидиновая, роговиковая, амфиболитовая, зелёных сланцев и эклогитовая.

#### **4.5. Класс контактово-метаморфических (термально-метаморфических) пород**

Контактовый метаморфизм – процесс изохимический, протекающий в контактовой зоне интрузий. Температурный интервал контактового метаморфизма 400–1100 °С, давление 1–2000 бар, что соответствует максимальным глубинам проявления контактового метаморфизма (7–8 км).

Этот тип метаморфизма связан обычно с гипабиссальными и субвулканическими породами основного и кислого составов. Внедрение щелочных и гранитных интрузий сопровождается отделением летучих компонентов и прогревом вмещающих пород. При этом в них отмечается привнос-вынос химических компонентов, что приближает процесс преобразования пород в контакте с интрузивом к аллохимическому типу (табл. 75).



Таблица 75

## Минеральный состав контактово-метаморфических пород

Фация метаморфизма	Минералы		
	Критические	Запрещённые	Обычные, характерные, редкие
Низкотемпературная, альбит-эпидот-роговиковая (мусковит-роговиковая)	Биотит + кордиерит + мусковит + андалузит + кварц; хлорит + биотит + мусковит + андалузит; хлорит + магнетит + кварц; хлорит + тремолит + тальк	Силлиманит, аьмандин, дистен (кианит), ставролит, гранат (>20 % пирропа), жадеит, лавсонит, глаукофан	Мусковит, биотит, хлорит, андалузит, кордиерит, тальк, доломит, кальцит, кальцит + кварц, тремолит
Среднетемпературная, амфибол-роговиковая	Альмандин, амфибол ромбический; тремолит + доломит + дистен; тремолит + кальцит + дистен; плагиоклаз + роговая обманка + кварц; дистен + кальцит + кварц + форстерит	Пиррофиллит, кварц + доломит; хлорит + мусковит + кварц; эпидот, дистен, ставролит, гранат (>20 % пирропа), жадеит, лавсонит, глаукофан	Роговая обманка, андалузит, силлиманит, биотит, полевые шпаты, кордиерит, диоксид, доломит, кварц + кальцит

Окончание табл. 75

Фация метаморфизма	Минералы		
	Критические	Запрещённые	Обычные, характерные, редкие
Высокотемпературная, пироксен-роговиковая	Монтчеллит + мелилит + волластонит + кварц; монтчеллит + мелилит + гроссуляр + кальцит; форстерит + кордиерит + флогопит; гроссуляр + диопсид + волластонит + кальцит	Амфиболы ромбические, мусковит, эпидот, доломит; кварц + кальцит	Гиперстен, диопсид, ортоклаз, плагиоклазы, силлиманит, кордиерит, биотит; корунд + санидин; плагиоклаз + кальцит
Пирометаморфическая, спуррит-мервинтовая, (санидинитовая)	Спуррит, мервинит, ларнит, тиллиит, ранкинит, муллит, тридимит, волластонит железистый	Андалузит, гранат, амфиболы, слюды (кроме флогопита), волластонит + кальцит; калишпат + кварц; доломит	Санидин, высокотемпературные плагиоклазы, кордиерит, шпинель, силлиманит, пироксены; фассаит + шпинель; волластонит, оливин, сапфирин-Mg; периклаз + кальцит; мелилит + кальцит

### ***Контактовые роговики.***

Роговиками названы по характерному излому и внешнему облику, напоминающему роговое вещество.

Породы имеют ограниченное распространение; они развиты в пределах сравнительно небольших зон, окружающих некоторые интрузивы, сложенные преимущественно гранитоидами.

Структура роговиков тонкозернистая, скрытокристаллическая (размер зёрен 0,01–0,03 мм), нередко порфиробластовая. Порфиробласты образованы минералами биотит, кордиерит, андалузит, амфибол, гранат (альмандин), полевые шпаты и др. Основная ткань – скрытокристаллические выделения биотита, кварца, альбита, магнетита, роговой обманки, силлиманита, эпидота, турмалина, графита.

Текстура роговиков пятнистая или массивная, со следами слоистости.

Цвет тёмно-серый до чёрного, иногда с зеленоватым оттенком, или белый, светло-серый, желтоватый. Распределение окраски равномерное или пятнистое и полосчатое. Порода крепкая, вязкая (с трудом разбивается молотком), твёрдая или средней твёрдости. Излом неровный, раковистый, занозистый (роговиковый). Роговики в силу своей мелкозернистости и большой плотности довольно устойчивы в приповерхностных условиях по отношению к гипергенным изменениям.

*Существует несколько разновидностей роговиков по химическому составу и фаціальным условиям образования.*

Слюдяные роговики – наиболее низкотемпературные образования, типичные для условий мусковит-роговиковой фации. Протолитом для них являются алевролиты и кварцево-



Контактовый роговик

полевошпатовые пески. Главные минералы кварц, альбит, серицит, хлорит, биотит.

Перекристаллизация (бластез) не полностью уничтожает структурно-текстурные особенности пород, подвергшихся контактовому воздействию, поэтому наряду с гранобластовой проявляются бластопсаммитовая (песчанистая) и бластоалевритовая (пылевато-глинистая) структура.

Пятнистые роговики – низкотемпературная порода с пятнистой узловой текстурой, пойкило- и порфиробластовой структурой; характерны для метапелитов и метабазитов.

Альбит-эпидот-актинолитовые роговики также являются представителями низкотемпературной мусковит-роговиковой фации. Окраска их тёмно-зеленовато-серая до чёрной. Породы обладают плотной и массивной текстурой и равномерно-мелкозернистой структурой. Главные породообразующие минералы альбит, актинолит, эпидот, хлорит. При метаморфизме андезитов в составе роговиков появляются кварц, биотит, иногда серицит-мусковит. В альбит-эпидот-актинолитовых роговиках обычно сохраняются реликтовые структуры и текстуры. Наряду с сохранившейся структурой проявляются новообразованные агрегаты актинолита, эпидота, альбита, чешуйчатых минералов, придающих роговикам нематолепидогранобластовый узор.

По мере повышения температуры актинолит переходит в сине-зелёную роговую обманку, а состав плагиоклаза (альбита  $P_{10-15}$ ) меняется до  $P_{16-20}$ , что соответствует граничным условиям мусковит-роговиковой и следующей амфибол-роговиковой фации. Среди акцессорных минералов постоянным присутствием выделяются магнетит и сфен.

Узловатые роговики и сланцы проявляются наиболее полно в средней температурной зоне контактового метаморфизма, в срединной зоне контактового ореола. В сравнении с пятнистыми роговиками и сланцами, узловатые более крепкие, сланцеватость выражена хуже. Порфиробласты андалузи-

та и кордиерита несколько увеличены; количество пойкилитовых включений в обоих минералах сокращаются. Основная ткань породы приобретает микрогранобластовую структуру и состоит преимущественно из кварца, биотита и серицита. В целом для породы характерны реликтовая слоистость и сланцеватость; на плоскостях сланцеватости выделяются «узелки-бугорки» порфиробластов андалузита и кордиерита.

Андалузит-кордиеритовые роговики слагают обычно внутреннюю зону контактово-метаморфического ореола, сменяя узловатые роговики; для них не характерны сланцеватость и слоистость, пятна и узлы как бы растворяются в гранобластической основной ткани. Кордиерит и андалузит встречаются в породе совместно, но для их кристаллизации необходимо достаточное количество глинозёма ( $Al_2O_3$ ) в протолите. Минералы основной ткани – кварц, полевые шпаты, слюды, рудный минерал и графит.

Если андалузит в ассоциации с ортоклазом или микроклином, а мусковит отсутствует, то роговики принадлежат пироксен-роговиковой фации.

Из акцессорных минералов наиболее типичны апатит и турмалин.

Плагноклаз-роговообманковые роговики типичны для амфибол-роговиковой фации, температура их образования 670–720 °С. Для них характерна тёмно-зеленовато-серая окраска, плотная текстура и равномерно-зернистая структура. Породообразующие минералы роговая обманка и плагноклаз; акцессорные минералы – апатит, сфен, магнетит.

Базитовые роговики – породы, протолитами которых являются основные и средние магматические породы нормальной щёлочности, а также мергели и граувакки (осадочные породы). Заметный метаморфизм этих пород начинается при температуре более 600 °С.

Мелкозернистость исходных пород (мергелей) способствует химическим реакциям и структурно-текстурным преобра-

зованиям. Метаморфизированные мергели обладают равномерно-зернистой структурой. Остальные породы (габбро, базальты, андезиты, граувакки) характеризуются неравномерной зернистостью и многообразием структур и текстур, что обуславливает особенности протекания химических реакций и сохранение реликтовых особенностей.

Биотит-плаггиоклазовые роговики образуются в температурных условиях амфибол-роговиковой и пироксен-роговиковой фаций за счёт полевошпатовых пород; состоят преимущественно из гранобластического агрегата полевых шпатов, кварца и подчинённого количества биотита. В порфиробластах отмечены реликтовые фенокристаллы кварца и полевых шпатов, подвергшихся частичной перекристаллизации. Реликтовый плаггиоклаз сохраняет идиоморфные очертания и сложное двойникование, характерные для вулканитов. Реликтовый щелочной полевой шпат имеет грубопертитовую структуру, как результат распада анортоклаза и санидина; эти минералы неустойчивы в метаморфических породах (условиях), что и приводит к распаду твёрдых растворов и образованию пертитов. В условиях амфибол-роговиковой фации устойчив микроклинпертит.

При достаточном количестве глинозёма в протолитах в высокотемпературных полевошпатовых роговиках (в условиях пироксен-роговиковой фации) возможно образование андалузита и кордиерита; акцессорные минералы апатит, турмалин, сфен, циркон, магнетит.

Плаггиоклаз-пироксеновые роговики образуются во внутренней зоне контактово-метаморфических ореолов с температурой 720–1050 °С, что соответствует условиям высокотемпературной пироксен-роговиковой фации.

Плаггиоклаз-пироксеновые роговики имеют тёмно-зеленовато-серую до чёрной окраску, плотную и массивную текстуру и равномерно-мелкозернистую, типично роговиковую гранобластовую структуру.

Главные породообразующие минералы – лабрадор, зеленатый диопсид, плеохроизирующий гиперстен. При пониженных температурах типична буро-зелёная роговая обманка в ассоциации с диопсидом и биотитом. При повышении температуры метаморфизма появляется гиперстен, роговая обманка постепенно исчезает. Акцессорные минералы – апатит и сфен.

**Магнезиальные роговики.** К магнезиальным породам относят также ультраосновные магматические и некоторые осадочные породы (например, лептохлоритовые).

Низкотемпературные контактовые роговики представлены серпентинитовыми ассоциациями. Три главные *разновидности серпентина*, участвующие в формировании данных пород: хризотил (воды 14,2 %), лизардит (воды 13,4 %), антигорит (12,2 % воды). При повышении температуры дегидратация серпентинов определяет их видовой состав в роговиках нижней степени метаморфизма. При достижении температуры 500 °С серпентиновые парагенезисы исчезают, появляются тальк-форстеритовые. Образование пород с тальк-форстеритовым парагенезисом соответствует амфибол-роговиковой фации (500–700 °С). Тальк переходит в антофиллит при 670 °С и  $P > 1$  кбар.

Роговики имеют средне- и крупнозернистое строение; лепидонематобластовую или нематогранобластовую структуру.

В условиях высокотемпературной пироксен-роговиковой фации минеральные ассоциации повторяют, очевидно, состав исходных ультрамафитов. Роговики состоят из оливина, шпинели, клинохлора, энстатита. Антофиллит – кордиеритовая ассоциация сменяется гиперстен-кордиеритовой.

**Продукты суррит-мервинтовой фации.** Роговики данной фации проявляются в ксенолитах базальтов и гипабиссальных габброидах. Глинистые и кварцево-полевошпатовые породы, заключённые в базальтах в виде ксенолитов, подвергаются длительному воздействию высоких температур и маг-

магматических флюидов. В ходе магматического воздействия большая часть компонентов исходных пород поглощается магмой, а метаморфический продукт обогащается глинозёмом, образуются корундокордиеритовые и шпинелевые роговики; в них отмечается небольшое количество ортоклаза и магнетита, отсутствие кварца.

Породы спуррит-мервинтовой фации имеют весьма ограниченное и локальное распространение. Известняки с примесью кремнистого материала преобразуются в роговики, содержащие кальцит и незначительное количество очень редких минералов силикатов кальция: ларнит ( $\text{CaSiO}_4$ ), спёррит (спуррит) ( $\text{CaCO}_3 \cdot 2\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ ), мервинит ( $\text{Ca}_3\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ), бредигит ( $\text{Ca}_2\text{SiO}_4$ ), тиллеит ( $2\text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}_3\text{SiO}_7$ ) и монтичеллит ( $\text{CaMgSiO}_4$ ). Кроме этих минералов в роговиках спуррит-мервинтовой фации встречаются магнетит, перовскит, плеонаст.

Структура пород мелко- и неравномерно-зернистая. Спуррит и мервинит образуют порфиробласты с многочисленными включениями минералов типично роговиковой основной ткани (ларнит, перовскит, магнетит, шпинель).

Следующая ступень роста степени контактового метаморфизма характеризуется частичным плавлением вмещающих пород и образованием пород, получивших название *бухиты*. Для плавления вмещающих пород необходимо постоянное поступление новых порций подвижной магмы. Если магматический расплав остановится, то тепло от него практически мгновенно израсходуется на вмещающие породы без их прогрева до температуры плавления. О том, что бухиты образуются при постоянном течении магмы, свидетельствуют полосы в них магнетитовой пыли и потока полевошпатовых микролитов.

При пирометаморфизме кварцево-полевошпатовых пород (песчаников, гранитоидов) плавлению в первую очередь подвергается мелкозернистый материал, которым является глинистый цемент песчаников, превращающийся в бледно-коричневое стекло с включениями игольчатого муллита. Обломки



кварца и полевых шпатов подвергаются оплавлению, коррозии; они представляют собой губчатые зёрна с мельчайшими выплавками стекла.

#### **4.6. Класс динамотермально-метаморфических (регионально-метаморфических) горных пород**

Породы данного класса наиболее распространённые среди всех метаморфических пород. Основной особенностью, отличающей эти породы, является сланцеватость, которая, заметим, характерна не для всех пород динамотермального метаморфизма. Например, не характерна сланцеватость для глубинных гнейсов. Вместе со сланцеватостью часто встречается полосчатость. Многие виды пород данного класса массивной текстуры.

В породах динамотермального метаморфизма развиты лепидобластовые, нематобластовые и диабластовые структуры. Вследствие большой кристаллизационной способности у некоторых минералов при перекристаллизации возникают порфиробластовые структуры. Как и все метаморфические породы, они полнокристаллические с разной величиной зёрен, от скрытокристаллических до крупнокристаллических.

Основные термины, применяемые для характеристики видов пород в петрографии пород регионального метаморфизма:

- метаморфические сланцы – тонкозернистые породы низких ступеней метаморфизма;
- кристаллические сланцы – средне- и крупнозернистые породы средних и высоких ступеней метаморфизма;
- гнейсы – средне- и крупнозернистые породы гранобластовой структуры, гнейсовидной или полосчатой текстуры, гранитоидного состава;
- гранофелъзы или кристаллосланцы – породы массивной или грубополосчатой текстуры с гранулитовой или мозаичной структурой;

– метапелиты – породы повышенной глинозёмистости с гранатом, кордиеритом, полиморфами алюмосиликатов  $Al_2SiO_5$ ;

– метабазиты-породы повышенной основности с Са-пироксенами (диопсид, авгит и другие ортопироксены) и амфиболами (тремолит, актинолит).

Термины «метапелиты» и «метабазиты» сформулированы безотносительно к их происхождению, в основном для глубокометаморфизированных пород, когда установить протолит практически невозможно. (О номенклатуре видов и разновидностей см. в подразд. 4.1.)

**Филлиты** [< греч. fillitus – листоватый] – тонкозернистые кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые, кварцево-серицитохлорит-карбонатные метаморфические сланцы.

Образуются филлиты при региональном метаморфизме песчано-глинистых осадочных пород, туфов, туффитов, туфогенных пород, глинистых сланцев, аргиллитов в условиях зеленосланцевой фации. При повышении степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации филлиты преобразуются в кристаллические сланцы и гнейсы.



Филлит

Структура филлитов тонко- и мелкозернистая, скрыточешуйчатая.

Текстура сланцеватая, листоватая, тонкослоистая; характерны плейчатость, гофрировка: мелкие складки и морщинки на поверхностях сланцеватости.

Порода крепкая, плотная, твёрдость средняя. Цвет серебристо-белый, желтоватый, светло-серый, розоватый (в породе серицит), бледно-зелёный, зеленовато-серый (присутствие хлорита), тёмно-серый и чёрный (примесь углистых частиц

и графита). Филлит обладает характерным шелковистым мерцающим блеском на плоскостях сланцеватости.

Главные породообразующие минералы: серицит, кварц, хлорит, часто карбонаты (кальцит, доломит), графит, магнетит, гематит, пирит, иногда альбит, эпидот (цоизит). Минералы серицит, хлорит – водные минералы, что подтверждает низкотемпературные условия происхождения.

Филлиты и близкие к ним сланцы слагают многокилометровые толщи, занимающие площади в тысячи квадратных километров, в верхнем структурном этаже основания древних (докембрийских) платформ, а также в краевых зонах многих складчатых горных областей. На территории России распространены во всех горных районах, особенно на Урале, в Восточной Сибири.

Богатые серицитом грифельные филлиты используются в производстве сланцевой муки.

В толщах филлитов распространены прожилки, линзы и гнезда кварца, иногда секущие кварцевые жилы; на больших площадях отмечается пиритизация филлитов (наличие в них рассеянной вкрапленности пирита). С этими явлениями связана золотоносность филлитов – источник формирования богатых и крупных россыпей, из которых добывается значительное количество золота (бассейны рек Витима, Алдана и др.).

**Сланцы** – тонкослоистые породы, характеризующиеся ориентированным расположением составляющих минералов (слюд, амфиболов, пироксенов и др.), образуются как из осадочных, так и магматических пород. Например, при метаморфизме обыкновенной глины (осадочная порода) образуются очень красивые сланцы, содержащие гранат, ставролит, мусковит. По степени метаморфизма различают слабометаморфизированные (горючие глинистые, аспидные и др.) средней степени (слюдяные сланцы, филлиты и др.) и глубокометаморфизированные (кристаллические) сланцы.

*Аспидные сланцы* (аспид [< греч. jaspidos – яшма]) – плотные, тонкозернистые породы, производные ещё более тонкозернистых глинистых пород. В исходных глинистых и терригенных породах аспидносланцевые изменения характеризуются формированием хлорит + парагонит + альбит + кварц метаморфического парагенезиса.

Иногда присутствует пылеватый графит. Размеры зёрен вновь образованных минералов составляют от первых тысячных до сотых долей миллиметра. Из акцессорных минералов обычны рутил, турмалин, пирит, магнетит и гематит.

Аспидносланцевая стадия метаморфизма характерна для пород, занимающих промежуточное положение между осадочными и филлитами.

Плотные аспидные сланцы легко распадаются на тонкие твёрдые плитки, которые применялись для изготовления «грифельных» аспидных досок для писания на них грифелем, а также как кровельный материал.

*Горючие сланцы* – слабометаморфизированная порода, полезное ископаемое, состоящее из органической (сапропелевой или гумусоапропелевой, от 10–30 до 50–70 % по массе) и минеральной (глинистой, кремнистой и др.) частей. При сухой перегонке сланцев получают смолу (сланцевое масло) – источник химических продуктов и горючих газов. Выход смол 5–50 %. Максимальная теплота сгорания 14,6–16,7 МДж/кг.

*Глинистый сланец* – порода, образовавшаяся при малой степени метаморфизма (уплотнения и частичной перекристаллизации) глин: аргиллитов и алевролитов, от которых отличаются более чётко выраженной сланцеватостью. Цвет сланцев самый различный, зависит от цвета исходной глины и наличия новых (метаморфических) минералов хлорита и серицита.

*Грифельный сланец* [< нем. Griffel – палочка, стержень] – разновидность глинистого сланца, из которого изготавливаются стержни для писания. Ранее изготавливались также «грифельные доски» из аспидного сланца, для писания на них грифелем.

*Тальковый сланец* – порода, образовавшаяся в начальной стадии метаморфизма из основных и ультраосновных магматических пород. Состоит из талька с примесью кристаллов кварца и хлорита. Основные отличительные особенности породы: порода мягкая, малопрочная и жирная на ощупь. Цвет породы светло-серый, серебристый, светло-зелёный.

*Хлоритовый сланец* – порода, образованная на ранней стадии метаморфизма осадочных и магматических пород. Состоит в основном из хлорита с примесью кристаллов кварца и талька. Порода малопрочная; цвет зелёный.

*Слюдяные сланцы* – продукты метаморфизма глинистых сланцев; более высокотемпературные, чем филлиты.



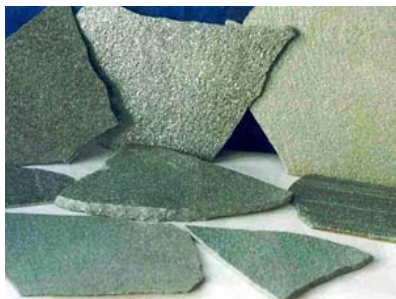
Слюдяной сланец

Структура среднезернистая, лепидобластовая, гранолепидобластовая; текстура сланцеватая, полосчатая, которая определяется (выражается) чередованием тёмных полос биотита и светлых – мусковита, кварца, альбита.

Главные породообразующие минералы: биотит, мусковит, кварц, хлорит, альбит; акцессорные минералы: сфен, турмалин, апатит, магнетит.

Принадлежность слюдяных сланцев зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации определяется составом биотита, хлорита, граната, серицита, плагиоклаза. В зеленосланцевой фации устойчива ассоциация альбит + клиноцоизит.

*Зелёный сланец* – продукт низко- и среднетемпературного метаморфизма магматических пород основного и среднего состава (метабазиты).



Зелёный сланец

Структура тонкозернистая до среднезернистой, волокнистая, иногда порфиروبластовая (реликтовая порфирировая). Текстура сланцеватая, полосчатая.

Главные породообразующие минералы: альбит, кварц, хлорит, эпидот, актинолит, отчасти тальк, карбонаты (кальцит, доломит, анкерит, сидерит) в различных сочетаниях; второстепенные – магнетит, гранат, стильпноmelан; аксессуарные – сфен, апатит.

Порода каменная, крепкая; твёрдость низкая, средняя; цвет тёмно-зелёный, серо-зелёный, буровато-зелёный; блеск шелковистый или матовый; отдельность линзовидно-плитчатая, плитчатая.

Разновидность *порфиритоид* – порода с реликтовой порфирировой структурой, в составе характерна существенная примесь кальцита. Минералы порфирировых вкрапленников: плагиоклаз, частично или полностью замещённый порфирировым агрегатом эпидота-цоизита, кальцита, серицита и др., иногда роговая обманка и пироксен, в разной степени замещённые хлоритом, актинолитом и эпидотом.

Зелёные сланцы залегают в виде слоистых толщ на обширных площадях, часто перемежаются с зеленокаменными породами, порфиритоидами, филлитами, кварцево-карбонатными, углистыми и другими сланцами. Распространены почти во всех горных районах России; наиболее широко на Дальнем Востоке (Охотское побережье, Камчатка), на Среднем и Южном Урале, Северном Кавказе, на Рудном Алтае; часто совме-

стно с филлитами. Практическое значение зелёных сланцев то же, что и филлитов.

*Кремнистые сланцы* – слабометаморфизованные породы низкой степени метаморфизма, представляют собой твёрдые плотные тонкоплитчатые (листоватые) породы грязно-серого цвета, сложенные агрегатами кварца, иногда с халцедоном. Содержание кремнезёма в породе 68–97 %. Нередко присутствуют примеси графита, оксидов и гидроксидов железа и марганца, хлорита, а также примеси органического вещества: скелетов радиолярий, спикул губок, водорослевого детрита. Радиолярии – простейшие морские планктонные организмы со скелетами из кремнезёма или сульфата стронция; образуют радиоляриевый ил. Спикулы – скелетные элементы беспозвоночных животных, в том числе губок. Детрит – мелкие частицы органического или частично минерализованного вещества, взвешанного или осевшего на дно водоёма. Образуется из отмерших растений и животных, служит пищей животным детритофагам.

Наиболее распространённые разновидности кремнистых сланцев:

- радиолярит – органогенная осадочная порода, состоящая более чем на 50 % из остатков скелетов радиолярий;
- пробирный камень (лидийский камень, лидит) – тонкий брусок из тонкозернистого кремнистого сланца, на котором по цвету черты испытываемого благородного металла определяли его пробу.

Кремнистые сланцы применяются в производстве щебня и силикатного огнеупорного кирпича на основе динаса.

*Известковые сланцы* образуются из известняка на низкой ступени метаморфизма.



Известковый сланец

Главные породообразующие минералы – кальцит и доломит. Второстепенными минералами в зависимости от исходного состава протолита являются: кварц, альбит, микроклин, мусковит, хлорит, клиноцоизит, сфен, графит.

*Кристаллические сланцы* – продукты высокой степени метаморфизма амфиболитовой и отчасти гранулитовой (силлиманитовые сланцы) фаций.



Кристаллический сланец

Структура полнокристаллическая, зернисто-чешуйчатая (гранолепидобластовая и лепидобластовая), часто порфиробластовая. Текстура параллельно-полосчатая или однородная, но обязательно сланцеватая, часто пloyчатая (гофрированная); крупные порфиробласты огибаются чешуйками слюд.

Кристаллическим сланцам свойственно обилие слюд (биотит, мусковит) и кварца при крайне низком содержании или вообще отсутствии полевых шпатов. Порознь или в сочетаниях присутствуют гранат (альмандин), андалузит, кордиерит, дистен, кианит, силлиманит, ставролит, скаполит, роговая обманка, кальцит, графит и др. Возрастание температуры в процессе метаморфизма способствует смене хлорита на гранат и ставролит, появлению кордиерита, в гранате растёт доля пирропа, в биотите – содержание титана.

Цвет в основном серый и светлый или тёмный в зависимости от соотношения светлых (кварц, кальцит, мусковит) и тёмных (биотит, роговая обманка, графит) минералов; блеск матовый, чаще стеклянный (сланцовой); твёрдость средняя (нож оставляет заметный след).

По составу главных и второстепенных породообразующих минералов выделяют разновидности:

– биотитовый,



- мусковитовый,
- двуслюдяной (мусковит-биотитовый),
- андалузит-биотитовый,
- ставролит-биотитовый,
- дистен-биотитовый,
- силлиманит-биотитовый.

Залегают слоями, причём часто переслаиваются различные по составу кристаллические сланцы и гнейсы. Обширные поля кристаллических сланцев известны в Карелии, Восточном Саяне (бассейн р. Бирюсы), Чуйском районе Иркутской области и др. Месторождения дистеновых сланцев – на Кольском полуострове, силлиманитовых – в Бурятии, гранатовых – на Урале, в Карелии.

Сланцы, содержащие силлиманит и дистен, используются как высокоглинозёмистое сырьё, а богатые рутилом – как титановое сырьё; графитовые и гранатовые – источники графита и граната.

*Силлиманитовые и кордиеритовые кристаллические сланцы* – продукты высокой степени метаморфизма, высокотемпературного класса, гранулитовой фации – фации высоких температур (более 600 °С) и высоких давлений (3,5–10,0 кбар), очень часто породы связаны с гранитными интрузиями.

По химическому составу относятся к группе пелитовых и кварцево-полевошпатовых пород. В высокоглинозёмистых породах более развит силлиманит или силлиманит с кордиеритом, в низкоглинозёмистых – кордиерит. Если протолиты обогащены  $K_2O$ , то в метаморфитах присутствует калишпат, в породах, недосыщенных  $K_2O$ , развивается плагиоклаз. При обогащении исходных пород кремнезёмом продукты метаморфизма относятся к силлиманит-кордиеритовым кварцитам.

*Кварцево-полевошпатовые сланцы* образуются за счёт аркозовых песков, алевролитов и кислых вулканических пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Структура пород чаще порфиробластовая, структура основной ткани лепидогранобластовая. Текстура сланцеватая, полосчатая (чередование слюдяных и кварцево-полевошпатовых полос), часто наблюдается реликтовая косая слоистость.

Кварцево-полевошпатовые сланцы состоят из кварца, плагиоклаза и подчинённого количества мусковита и биотита, иногда отмечаются порфиробласты из плохо огранённых кристаллов альмандина. Плагиоклаз представлен альбитом и олигоклазом; в составе часты клиноцоизит или эпидот.

**Зеленокаменные породы** образовались из основных реже ультраосновных и средних магматических пород в условиях низко- или среднетемпературного регионального метаморфизма.

Структура тонкозернистая до среднезернистой, волокнистая, скрыточешуйчатая, порфиробластовая (реликтовая порфировая); текстура массивная, однородная, иногда пятнистая, участковая.

Главные породообразующие минералы: кварц, альбит, хлорит, эпидот, актинолит, отчасти тальк, карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, анкерит) и др. в различных сочетаниях; второстепенные: магнетит, гранат и др.

При формировании зеленокаменных пород, метаморфироизменённых диабазов, порфиритов по базальтам происходят замещения их породообразующих минералов: плагиоклаз – альбитом, эпидотом, хлоритом, пренитом; клинопироксен – актинолитом, хлоритом; оливин – серпентином, идингситом, тальком; стекловатая основная масса – хлоритом, эпидотом.

Цвет тёмно-зелёный, буровато-зелёный, серо-зелёный и т.п.; блеск шелковистый или матовый; порода каменная, крепкая; твёрдость средняя или низкая. Разновидность зеленокаменных пород – пропилит-массивная, не сланцеватая порода, иногда с реликтовой порфировой структурой. Внешне от типичных зеленокаменных пород отличима с трудом, отли-

чие – по присутствию адуляра и цеолитов в составе пропили-та, характерна рассеянная вкрапленность пирита.

Зелёнокаменные породы обычны для подвижных (складчатых) зон земной коры, а также для так называемых зелёнокаменных поясов докембрия. На территории России встречены почти во всех горных районах: Северный Кавказ, Урал, Дальний Восток (Охотское побережье, Камчатка). К областям развития зеленокаменных пород тяготеют разнообразные рудные месторождения: жильные золото-серебряные, золоторудные и колчедановые (зеленокаменные породы – поисковый признак на медно-колчедановые руды), медные и медно-молибденовые, золотобаритовые и некоторые редкометалльные месторождения и др.

**Кварциты.** *Кварцит* – продукт средне- и высокотемпературного регионального метаморфизма существенно кремнистых и песчанистых пород или замещения кварцем минералов в породах иного исходного состава.

К кварцитам относятся также перекристаллизованные породы, образовавшиеся из кремнезёмистых гелей хемогенного и обломочного происхождения. Хемогенные кварциты составляют основную часть формации железистых кварцитов.

Структура породы кристаллически-зернистая, обычно мелкозернистая до афанитовой; текстура слоистая, иногда косослойная.



Кварцит

Порода состоит в основном из кварца; примесные минералы: мусковит, биотит или хлорит, роговая обманка, гематит или магнетит, графит гранат, иногда полевой шпат, редко дистен или силлиманит и др. Содержание этих минералов определяет видовое название кварцита.

Цвет светло-серый и серый; яркую тёмно-малиновую, красноватую, розоватую окраску придаёт примесь гематита, магнетита или лимонита, тонкие плёнки которых обволакивают зёрна кварца. Порода очень крепкая, прочная ( $R_c = 100 \dots 150$  МПа и более); твёрдость высокая – на свежей поверхности слабую царапину может оставить кварц или ещё более твёрдый минерал; излом раковистый, занозистый; кварциты с низким содержанием примесных минералов высокоогнеупорны  $T_{пл} = 1750 \dots 1760$  °С.

Наиболее распространённые разновидности: полевошпатовые, слюдястые, графитовые, роговообманковые.

Кварциты залегают среди метаморфических пород в виде сплошных пластовых тел, слоёв иногда значительной мощности, чередуясь с кристаллическими сланцами и гнейсами. Особенно распространены в отложениях протерозоя. На территории России встречены на Урале, в Карелии, в Вост. Сибири. Обломочные высокопористые кварциты довольно легко подвергаются разрушению и выщелачиванию. При выветривании кварцитов в первую очередь разрушаются минералы-примеси, давая начало скоплениям высокосортных кварцевых песков.

Кварциты с большим содержанием кремнезёма (95–99 %), свободные от примесей используются для изготовления динаса и в качестве флюса в цветной металлургии; как кислотоупорный материал применяется в химической промышленности; в строительстве – как декоративный камень, материал для облицовок, бутового камня, щебня.

*Железистые кварциты* (джеспилит, итабирит, таконит, железистый роговик) – глубокометаморфизованные вулканогенно-осадочные или осадочные породы, обогащённые гидроокислами железа, выносимыми в процессе длительных подводных вулканических извержений и аккумулярованных при участии ферробактерий.

Структура кристаллически-зернистая, мелкозернистая до афанитовой. Текстура тонкополосчатая, слоистая; мощность слоев кварцитов, различающихся по содержанию минералов-оксидов железа, от миллиметров до десятков сантиметров; типичны сложные мелкие складки, переходящие в плейчатость.



Железистый кварцит

Порода состоит из кварца и минералов – окислов железа (магнетит, мартит, гематит, гидрогематит). Минералы железа находятся в форме тончайшей вкрапленности, мелкокристаллических выделений и тонких пластинок (железная слюдка). В отдельных прослоях содержание железа до 65–70 %; в обычных железистых кварцитах содержание железа составляет 20–40 %. Второстепенные минералы и примеси: амфиболы, хлорит, биотит, анкерит, сидерит, полевые шпаты и др.

Цвет тёмный, красновато-бурый; по твёрдости и крепости подобен кварциту; плотность 3,3–4,3 г/см<sup>3</sup>.

Разновидности: амфибол-магнетитовый, магнетит-анкеритовый, полосчатый магнетит-гематитовый с яшмовидными прослоями (джеспилит).

Железистые кварциты залегают в виде слоёв различной мощности в толщах древних (докембрийских) метаморфических пород, часто совместно с зеленокаменными породами. На территории России железистые кварциты встречены в Курской области (КМА), на Кольском полуострове (Оленегорское месторождение), на Дальнем Востоке (Хинган).

При содержании железа свыше 25–30 % является промышленной железной рудой. С железистыми кварцитами связаны крупные пластовые месторождения с железом особой чистоты (малофосфоритность) и содержанием железа свыше

50 %. Малорудный используется как строительный щебень. Хвосты обогатительных фабрик, состоящих из мелких зёрен кварца, применяют для изготовления силикатного кирпича.

*Джеспилиты* [ $\leftarrow$  англ. jasper – яшма + камень] – тонко-слоистые кварцево-магнетитовые или кварцево-гематитовые породы, в которых прослойки кварца переслаиваются с прослойками магнетита или гематита; толщина прослоек не более 2 мм. Кварцевые прослойки содержат большое количество мельчайших распылённых кристалликов гематита и магнетита, что придаёт породам красную, буровато-красную (гематит) и чёрную (магнетит) окраску. Образуют большие скопления – промышленные месторождения железной руды.

*Итабириты* – название железистых кварцитов в странах Южной Америки.

*Амфиболит* – продукт перекристаллизации магматических основных и ультраосновных пород и мергелистых осадочных пород (соответственно орто- и параамфиболиты) в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.



Амфиболит

Назван по составу: главными породообразующими минералами являются амфиболы.

Структура амфиболита полнокристаллическая гранобластовая, размер зёрен породообразующих минералов 1–3 мм и менее; для параамфиболитов характерна нематогранобластовая структура (удлиненные зёрна роговой обманки), для ортоамфиболитов – бласто-диабазовая и бластоамигдалоидная структуры (видоизменённая диабазовая и миндалекаменная). Текстура полосчатая и сланцеватая (параамфиболиты) или массивная, мелкоучастковая и пятнистая (ортоамфиболиты).

Порода состоит из роговой обманки и в меньшей степени из плагиоклаза, которого в породе может и не быть, редко его содержание достигает 50 % (плагиоамфиболит). Второстепенные минералы и примеси: кальцит, кварц (параамфиболиты), диопсид, гранат, биотит и др.

Цвет породы от чёрного до тёмно-серого с зеленоватым оттенком или тёмно-зелёного;  $\rho = 2,9...3,15 \text{ г/см}^3$ ,  $R_c = 81...264 \text{ МПа}$ ,  $n = 0,1...0,34 \%$ .

Разновидности по характерным минералам: биотитовые, гранатовые, кварцевые, кианитовые, скаполитовые, плагиоклазовые, эпидотовые и др.

Параамфиболиты залегают в виде выдержанных по простирацию слоёв, чередуясь с кварцитами, известняками и другими первоначально явно осадочными породами. Ортоамфиболиты образуют массивы до десятков квадратных километров или пластовые залежи. Изменения состоят в замещении роговой обманки и плагиоклаза хлоритом и кальцитом, появлении более отчётливой зелёной окраски, исчезновении полнокристаллической структуры, понижении твёрдости. На территории России встречен в Карелии, на Урале, в Восточном Саяне.

Амфиболиты используются в качестве строительного камня (щебень), чёрные разновидности – поделочные и облицовочные камни. На Урале с ортоамфиболитами связаны богатые месторождения титана, представленные вкрапленностью ильменита и рутила.

**Гнейсы** [по версии автора [5] < gneis – гнилой, разрушенный; по версии [4] гнейс назван от слав. «гнус» – гнилой; саксонские рудокопы словом «гнейс» называли выветрелую рыхлую породу, сопровождающую рудные тела] – породы, образовавшиеся в результате интенсивного метаморфизма песчано-глинистых, глинистых и карбонатно-глинистых осадочных пород (*парагнейсы*) или кислых и средних магматических пород (*ортогнейсы*) в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций.



Гнейс

Структура полнокристаллическая, мелко-, средне- или крупнозернистая (гранобластовая) или чешуйчато-зернистая (лепидогранобластовая). Текстура отчётливо выраженная параллельно-слоистая (гнейсовая), полосчатая, сланцеватая.

Гнейсы богаты полевыми шпатами (преимущественно плагиоклазом) и в меньшем количестве кварцем и мусковитом. Второстепенные минералы (в сумме 5–20 %): роговая обманка, биотит, пироксен, графит, дистен, хлоритоид, гранат, силлиманит, ставролит, кордиерит и др., они играют роль видового признака гнейсов, соответственно составу выделяют разновидности: биотитовый, гранат-биотитовый и др.

В связи с различным содержанием породообразующих минералов существуют также переходные разновидности:

- к кристаллическим сланцам (например, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы);

- к кристаллическим известнякам (преобладает кальцит);

- к кварцитам (существенно кварцитовые породы).

К переходным разновидностям можно также отнести бескварцевые диопсид-скаполитовые и диопсид-карбонатные породы.

Среди ортогнейсов выделяют гранитогнейсы и очковые гнейсы.

Гранитогнейс – порода гранитоидная по составу массивной или слабослоистой текстуры. Наряду с плагиоклазом значительна роль микроклина, из темноцветов – биотит, пироксен, роговая обманка; очень редки гранат и силлиманит.

Очковый гнейс – гранитогнейс, в котором полевой шпат кроме мелких зёрен в основной ткани образует относительно крупные (1–2 см) порфиробласты линзовидной или овальной,



реже кристаллически правильной формы (очки), облекаемые агрегатом минералов основной ткани.

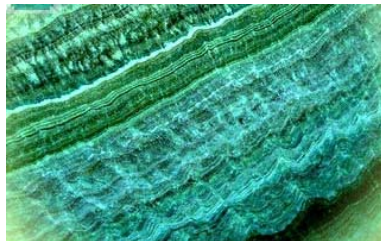
Порода твёрдая, по этому признаку близка к гранитам, но менее крепкая из-за сланцеватости и тонко- или толстоплитчатой отдельности; плотность 2,5–2,9 г/см<sup>3</sup>. Цвет серый до тёмного или светло-розового. Ржаво-бурый оттенок появляется при разложении темноцветных минералов и развитии гидрокислов железа.

Гнейсы самые древние из известных на Земле горных пород. Изменения гнейсов происходят под воздействием относительно более низкотемпературных постмагматических растворов и эманации (регрессивный метаморфизм, диафторез), выражаются изменения в замещении пироксена, амфибола, граната биотитом и хлоритом; биотита, дистена, силлиманита мусковитом. Мусковитизация ведёт к образованию двуслюдяных гнейсов. В условиях выветривания гнейсы разрушаются аналогично гранитоидам.

На территории России гнейсы распространены в областях, где на поверхности обнаруживаются породы глубинных зон земной коры: на Кольском полуострове, в Карелии, в Восточной Сибири, на северо-востоке России и др.

Ценный строительный материал для изготовления тротуарных плит, бутового камня, щебня. В некоторых случаях с гнейсами связаны месторождения графита (с содержанием его от 1,0 до 15 %).

**Мрамор** [*< греч. marmaros – светящийся, блестящий камень*] – продукт регионального и контактового метаморфизма, образовавшийся в условиях гранулитовой фации высокотемпературного класса, карбонатных осадочных пород известняков и доломитов.



Мрамор

Структура мрамора кристаллически-зернистая, гранобластовая, иногда порфиробластовая. Размер тесно сросшихся минеральных зёрен от долей миллиметра до 1 см, реже до 3–5 см. Текстура однородная (массивная), полосчатая, брекчиевидная или пятнистая.

Мрамор состоит главным образом из кальцита и (или) доломита. Минералы-примеси: магнетит, кварц (до 25 %), битуминозные и органические вещества, нередко графит (до 10 %), слюды, хлорит, волластонит, диопсид, форстерит, флогопит, скаполит, монтичеллит, клиногумит, гранаты (андрадит – гроссуляр), серпентин, гематит, лимонит, брусит, амфибол.

Плотность мрамора 2,6–2,9 г/см<sup>3</sup>, истираемость 0,4–3,2 г/м<sup>2</sup>, водопоглощение 0,15 до 0,5 %; твёрдость средняя. Цвет: чистые мраморы, как правило, имеют светлые однородные тона: белый (скульптурный мрамор), желтоватый, серый; примеси придают мраморам различные оттенки: зеленоватый (хлорит или амфибол), тёмно-серый (графит или битуминозные вещества), розоватый, красный, жёлтый, кремовый, чёрный (включения гематита и лимонита); мраморы зелёного и синего цветов крайне редки; часто мраморы имеют рисунок (пёстрый, пятнистый, муаровый, свилеватый и др. в связи с многообразием структур и обилием жилок кварцита. Блеск стеклянный, искристый или матовый. Кальцитовый мрамор бурно вскипает с соляной кислотой. Чистые мраморы – хорошие электроизоляторы.

Мраморы встречаются совместно с амфиболитами, гнейсами, кристаллическими сланцами. Месторождения белого и серого мрамора разрабатываются на Урале, в Карелии, Хакасии, Саянах, на Дальнем Востоке.

Мрамор – один из лучших облицовочных и декоративных материалов, прекрасно полируется; из него изготавливают плиты, ступени, памятники; из чистых мраморов (электроизоляционных) выпиливаются электрощиты, изоляционные доски и др. Мрамор – сырьё для получения угольной кислоты и из-

вести. Редко встречающийся абсолютно белый или равномерно и бледно окрашенный желтоватый, розоватый мрамор высоко ценится как скульптурный камень.

**Кондалитовая серия** – название пород высокой степени метаморфических преобразований, возникший из глинистых отложений.

К кондалитовой серии относятся: силлиманитовые и кордиеритовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранатовые кварциты, графитовые сланцы, кальцифиры, мраморы, кондалиты и другие горные породы.

**Кондалит** – продукт глубоких метаморфических преобразований глинистых песчаников; главный элемент кондалитовой серии. По структуре подобен гнейсу.

Минеральный состав: кварц, калиевый полевой шпат, силлиманит, гранат. Встречается совместно с чарнокитами и кинцигитами.

**Чарнокит** [назван по фамилии основателя г. Калькутты – Чарнока] – предположительно продукт глубоких интенсивных метаморфических преобразований и гранитизации осадочных пород типа мергелей или вулканических пород типа диабазов в условиях гранулитовой фации. Часть чарнокитов представляет собой, однако, глубинные плутонические породы.

Структура чарнокита гранобластовая, мелко-, средне- и крупнозернистая; текстура параллельная, полосчатая (гнейсовидная).

Состав: калиевый полевой шпат (микроклин), пироксены, темноокрашенный плагиоклаз и голубоватый кварц.



Чарнокит

Порода твёрдая, очень прочная; характерна грубая параллельная отдельность. Цвет тёмный, голубовато-зелёный.

Залегают в виде массивов и грубослоистых толщ на громадных территориях в тесной ассоциации с анортозитами (лабрадоритами), гнейсами, кристаллическими сланцами, содержащими силлиманит, кордиерит, пироксен и др. Ограниченное применение в качестве строительного камня.

*Кальцифир* – карбонатно-силикатная порода глубокой степени метаморфизма условий гранулитовой фации. В современной классификации термин кальцифир заменён на другие:

– силикатный мрамор – для пород с преобладанием карбонатных минералов;

– карбонатно-силикатная порода – для пород, в которых преобладают силикатные минералы. Термин «кальцифир» по-прежнему широко используется для пород с примерно равным содержанием карбонатов и силикатов.

Характерные для кальцифиров силикатные минералы богаты кальцием и (или) магнием: волластонит, форстерит, флогопит, диопсид, скаполит, монтчеллит, клиногумит, гранат (андрадит-гроссуляр), хондродит.

Породы с преобладанием карбонатов (кальцит, доломит) – светлые массивные, иногда полосчатые породы, среднезернистые с гетеробластовой структурой. Силикатные минералы в этих кальцифирах составляют 29–40 %. Из акционерных минералов отмечаются голубая благородная шпинель, иногда голубой корунд. Скопления шпинели – промышленная ценность.

*Элизит* – железистая метаморфическая порода, метаморфизованная в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Характерно высокое содержание закисного железа (до 40 %).

Состав: грюнерит (значительное количество), фаялит, гиперстен, кварц, гранат, магнетит. Магнетит, формировавшийся в процессе кислотного выщелачивания, часто имеет промышленное значение. Завершается процесс окварцеванием, веду-

щим к образованию устойчивой ассоциации эвлизит-магнетитовых кварцитов. Мощность эвлизит-магнетитовых тел достигает десятков, а протяжённость – сотен метров. В толщах метаморфических пород эвлизиты часто подстилают глинозёмистые гнейсы.

*Серпентинит* [< лат. *serpentes* – змеиный]. Серпентинит (змеевик), как и минерал серпентин, характеризуется иногда зелёным цветом и пятнистым рисунком, напоминающим кожу змеи; порода образуется при гидротермальном метаморфизме ультраосновных магматических пород (преимущественно оливинсодержащих) при температуре ниже 400 °С и повышенном давлении. По составу: ультраосновная порода, состоящая главным образом из минералов группы серпентина: волокнистый хризотил, пластинчатый антигорит, массивный лизардит, баститовый агрегат (псевдоморфоза по ромбическому пироксену); содержит также примеси: карбонат, магнетит, иногда тальк, актинолит, тремолит; как реликты первичных минералов могут присутствовать оливин, пироксены, роговая обманка, хромшпинелид.

Применяется серпентинит как огнеупорный материал и для изготовления декоративных изделий; к серпентинитам приурочены месторождения асбеста.

*Гранулит* – порода высокотемпературной гранулитовой фации метаморфизма. Считается, что гранулиты образуются при метаморфизме пелитовых кварцево-полевошпатовых осадочных и основных магматических пород.

Структура мелко- и среднезернистая, гранобластовая, порфиробластовая; текстура массивная (гнейсовидная), полосчатая.

В состав входят кварц, тонковолокнистый агрегат кварца и полевых шпатов, небольшого количества порфиробластов гиперстена и граната; в небольших количествах могут присутствовать силлиманит или кианит, красно-бурый биотит и зелёно-коричневая роговая обманка; типичные аксессуарные ми-

нералы рutil и магнетит. Название видов определяется их минимальным содержанием (например, гиперстен-кордиеритовый гранулит).

Гранулиты распространены в глубокометаморфизованных комплексах складчатых поясов и древних докембрийских щитов платформ, занимая существенную часть древней континентальной коры.

Используется в качестве строительного камня.

**Метаморфизованный конгломерат.** Название отражает происхождение. Конгломерат – сцементированная грубообломочная (осадочная) порода.



Метаморфизованный конгломерат

Структура цемента grano- и лепидобластовая; текстура реликтовая конгломератовая, однородная или полосчатая, сланцевая.

Состав галек может быть любым; состав цемента зависит от фации метаморфизма: мелкозернистый агрегат кварца, хлорита, серицита, углистого вещества – зеленосланцевая фация; мелкозернистый агрегат биотита, кварца, мусковита, полевых шпатов, роговой обманки – амфиболитовая фация.

Порода прочная, твердая или средней твёрдости; окраска разнообразная и неоднородная. Характерна неправильно плитообразная отдельность с очень неровной поверхностью глыб.

Встречается вместе с гнейсами и кварцитами.

При выветривании раньше и легче разрушается цемент, гальки освобождаются и обогащают чехол осадочных отложений.

В некоторых районах к метаморфизованным конгломератам приурочены крупнейшие месторождения золота, урановых руд и руд цветных металлов. Как золотое, так и урановое

оруднение сконцентрировано в цементе конгломерата, зернистом серицит-хлорит-кварцевом агрегате.

**Лептит** [< греч. *leptothos* – тонкий, мелкий]. Лептитами называют группу генетически разных пород от метаморфизованных кислых эффузивов и туфов до метаморфизованных осадочных пород. Условия метаморфических преобразований соответствуют амфиболитовой и гранулитовой фациям. Лептиты – древние докембрийские кристаллические сланцы или гранулиты.

Структура лептитов полнокристаллическая, преимущественно гранобластовая и роговиковая, очень тонкозернистая; текстура параллельно-слоистая, гнейсовая, сланцеватая; встречаются полосчатые разности, у которых светлые полоски, бедные слюдой, чередуются с тёмными прослойками, обогащёнными слюдой.

Состав: полевые шпаты, кварц, с подчинённым количеством слюды, реже роговой обманки и незначительного количества граната.

Порода плотная, прочная. Цвет серый, красноватый, белый, светлый.

Местами с лептитами связаны железорудные месторождения.

#### **4.7. Динамометаморфические (дислокационно-метаморфические) горные породы**

К данному классу отнесены породы, образовавшиеся в результате дифференциальных движений горных пород в анизотропном поле напряжений при отсутствии избыточного теплового эндогенного потока. Породы развиты в зонах смятия и других тектонических нарушений. Определяющее значение преобразования исходных пород отводится сильному стрессу. Термическое воздействие и флюидный массоперенос, имеющий место в тектонических зонах, обязаны динамическому воздействию на породы.

Дислокационный метаморфизм приводит к изменению главным образом структурно-текстурных особенностей пород. Минеральный состав продуктов динамометаморфизма в большей степени зависит от состава исходных пород, а также от условий глубинности, в которых происходили их деформации. Динамометаморфизм проявляется не только в дроблении пород, но и в рекристаллизации, образовании новых минералов, преимущественно низкотемпературных, формировании иногда сланцеватых текстур с перекристаллизацией вещества. Новообразованные минеральные ассоциации могут соответствовать фациям регионального метаморфизма: зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой. Несмотря на прямое указание в кодексе [7] об отнесении фаций глаукофансланцевой и эклогитовой к динамометаморфизму, геологи по-прежнему относят эти фации к региональному метаморфизму.

В тексте [7] в классе динамометаморфических (дислокационно-метаморфических) пород особо выделены две фации в группе пород, образовавшихся при сверхвысоких давлениях: глаукофансланцевая и эклогитовая.

***Породы глаукофансланцевой фации.*** *Глаукофановые сланцы* – типоморфные породы низко- и среднетемпературного классов метаморфизма высоких и аномально высоких давлений. Их образование протекает в интервале 300–550 °С и 7–16 кбар.

Структура глаукофановых сланцев гранобластовая, порфиробластовая; текстура сланцеватая.

Состав: глаукофан, лавсонит, кианит, гранат, эпидот, эгирин, актинолит, жадеит, жедрит, мусковит, цоизит, альбит, фенгит.

За характерный зеленовато-голубой, светло-синий цвета глаукофановые сланцы часто называют голубыми сланцами.

*Дистеновые гнейсы и сланцы* – породы среднетемпературного и частично высокотемпературного класса метаморфизма высоких давлений, глинозёмистые, богатые калием, ха-



рактируются дистенсодержащими минеральными ассоциациями субфаций дистен-мусковитовых сланцев и дистенкалишпатовых (ортоклазовых, микроклиновых) гнейсов. Они являются температурными аналогами гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренного давления.

Дистенсодержащие породы низкотемпературного класса метаморфизма имеют лепидобластовую структуру и обычно сланцевые текстуры.

Минеральный состав пород: дистен, кварц, биотит, мусковит, гранат, плагиоклаз, ставролит, хлорит, пирофиллит. Акцессорные минералы: рутил, турмалин, ильменит, апатит, сфен, сульфиды. В незначительных количествах могут присутствовать кальцит, эпидот, корунд.

Критическими минералами субфации дистен-мусковитовых сланцев являются мусковит, ставролит, хлоритоид. Гранат – обычный минерал дистен-мусковитовых сланцев, в его составе до 80 % альмандина, до 10 % спессартина, до 10 % пироба и до 10 % кальциевых минералов (андрадит, гроссуляр, уваровит). Ставролит является типоморфным минералом метапелитовых пород, хлоритоид присутствует только в метапелитах низкотемпературной ступени дистен-мусковитовой субфации. Слюды мусковит и биотит обильны в этих породах и определяют сланцеватость и лепидобластовую структуру.

Гнейсы дистен-калишпатовой субфации состоят: кварц, биотит, гранат, плагиоклаз, ортоклаз или микроклин и дистен. В качестве второстепенных минералов присутствуют силлиманит, шпинель, корунд. Акцессорные минералы – рутил, ильменит, апатит, турмалин. Ортоклаз указывает на высокотемпературную, а микроклин – на низкотемпературную ступень метаморфизма дистен-калишпатовой субфации.

***Породы эклогитовой фации.*** *Эклогит* – метаморфическая горная порода, образовавшаяся в условиях эклогитовой

фации (высоких температур и давлений при метаморфизме магматических пород основного состава).

Структура гранобластовая, порфиробластовая или грано-нематобластовая; текстура массивная или пятнистая.

Наиболее типичные породообразующие минералы: зелёный пироксен с высоким содержанием жадеитового минала (омфацит), красный гранат (гроссуляр-пироп-альмандин), кварц, рутил. В качестве второстепенных минералов могут быть дистен, роговая обманка, глаукофан, эпидот, цоизит, фенгит. Акцессорные минералы – кальцит, хлорит, сфен.

Важнейшая особенность эклогитов – их высокая плотность (3,3–3,7 г/см<sup>3</sup>, примерно на 15 % больше, чем их химические эквиваленты габброиды). Эклогиты – самые плотные из всех распространённых пород, плотнее перидотитов, слагающих мантию, поэтому океаническая кора после превращения в эклогит тонет в мантии. Цвет эклогитов варьирует от зелёного (преобладание омфацита) до розового (присутствие граната). Свежие эклогиты – весьма прочные и вязкие породы (трудно разбиваются молотком).

Самые распространённые в природе эклогиты биминеральные гранат-омфацитовые. В составе некоторых из них могут присутствовать вторичные минералы кварц, цоизит, эпидот, роговая обманка и др. Среди них по составу граната выделяют разности: пироповые, пироп-альмандиновые, альмандиновые, гроссуляровые, пироп-альмандин-гроссуляровые.

Высокоглинозёмистые эклогиты: гранат-каринтин-омфацитовые, гранат-омфацит-рогообманковые. Как разновидность эклогитов можно рассматривать гроспидиты – породы, состоящие из гроссуляра, пироксена, дистена.

Эклогиты разделяют на мантийные и коровые.

Коровые находятся в составе складчатых поясов и образуются в зонах субдукции. Метаморфические комплексы, содержащие эклогиты, рассматриваются как индикаторы геодинамической обстановки субдукции. Коровые эклогиты встре-

чены в метаморфических комплексах двух типов, различных по составу, происхождению и условиям метаморфизма.

Мантийные эклогиты образуются в результате метаморфизма пород океанической коры при погружении её в мантию.

Эклогит-глаукофансланцевые метаморфические комплексы состоят из преимущественно metabазитов, пород основного состава. Главными видами пород являются глаукофановые голубые сланцы, эклогиты, микрокварциты, амфиболиты. Эклогиты этих комплексов низко- и среднетемпературные (500–750 °С, часто содержат лавсонит. Давление, создаваемое в процессе метаморфизма, устанавливаемое по содержанию в омфаците жадеитового компонента, колеблется в пределах 12–25 кбар (глубины 35–70 км).

Эклогит-гнейсовые метаморфические комплексы сложены преимущественно метапелитами. Главными видами пород являются парагнейсы и ортогнейсы, кристаллические сланцы, среди которых преобладают слюдястые разности, а также метаосадочные породы – мраморы, кальцифиры, кварциты. Эклогиты этих комплексов часто содержат минералы-индикаторы сверхвысоких давлений: пироксен (омфацит, богатый натрием и алюминием), гранат (пироп, реже гроссуляр). Кроме метаморфических комплексов эклогиты встречаются также в кимберлитовых трубках в виде ксенолитов.

В результате регрессивного метаморфизма в эклогитах их первичные минералы омфацит, гранат, кварц, рутил замещаются вторичными (роговая обманка, цоизит, эпидот, плагиоклаз, мусковит).

При снижении давления омфацит легко замещается симплектитом; в условиях гранулитовой фации симплектит имеет пироксен-плагиоклазовый состав, в условиях амфиболитовой фации – амфибол-плагиоклазовый состав.

Гранат при изменениях условий достаточно устойчив, поэтому при диафторезе эклогитов образуются гранатовые амфиболиты с симплектитовой структурой.

Степень изменения эклогитов характеризует скорость их подъёма к поверхности. Широкое развитие симплектитов характерно для эклогитов метаморфических комплексов, подъём которых происходит относительно медленно. Эклогиты, выносимые из мантии в виде ксенолитов в кимберлитовых трубках, практически не содержат симплектитов.

При исследованиях эклогитов были обнаружены алмазы и коэзит. Кстати, это свидетельствует о давлениях более 15 кбар и температурах более 700 °С. Алмазные кимберлитовые трубки Якутии – источник добычи алмазов в России.

**Тектониты.** Тектонит – метаморфическая горная порода, возникшая в результате раздробления и перетирания исходных пород под действием тектонических движений (тектоническая брекчия, милонит, катаклазит и др.) иногда с последующей перекристаллизацией породообразующих минералов (филлонит).

**Тектоническая брекчия.** Брекчия [*ит. Breccia* – ломка] – горная порода, состоящая из сцементированных угловатых обломков различных пород размерами более 10 мм; различают брекчии осадочные, вулканические и тектонические.



Тектоническая брекчия

В тектонической брекчии цементирующая масса может быть рыхлой и слабо-связанной, состоящей из тонкораздробленного перетёртого материала (глина трения), либо плотной, представленной мономинеральным веществом (кварц, кальцит, барит и др.), отложив-

шимся из гидротермальных растворов, проникших в своё время в зону дробления.

Текстура породы брекчиевая (сцементированные угловатые обломки), иногда проявляется механическая сланцевая

тость в виде сближенных извилистых поверхностей расланцевания; в этих случаях обломки часто имеют линзовидную форму.

Тектоническая брекчия – порода, формирующая региональные и локальные зоны дробления земной коры.

Тектоническая брекчия, как и катаклазиты, нередко содержит богатую и разнообразную рудную минерализацию.

*Катаклазиты* [< греч. Kataklaos – ломаю] – породы, отличающиеся от тектонических брекчий тем, что дроблению подвергаются межзерновые участки породы. В катаклазитах не наблюдается перемещений раздробленных частиц относительно друг друга.

Дроблёная, но в то же время плотная, массивная порода с очень мелким до микроскопического размером обломков угловатой формы (катакластическая структура, проявляющаяся в механической грануляции граничных участков зёрен).



Катаклазиты

Порода соответствует в основном составу исходной породы с некоторыми изменениями: по тончайшим трещинам в темноцветных минералах (биотит, роговая обманка, пироксен и др.) виден хлорит, иногда их замещающий по полевым шпатам – тонкочешуйчатый серицит; кварц превращён в агрегат мельчайших зёрен, неразличимых невооружённым глазом.

Катаклазиты слагают краевые зоны крупных разломов земной коры, непрерывно переходят в тектонические брекчии или милониты и распространяются иногда на значительных пространствах.

Как и тектонические брекчии, катаклазиты нередко содержат богатую и разнообразную рудную минерализацию.

*Милонит* [< греч. milos – мельница] – продукт интенсивного динамометаморфизма относительно хрупких, химически устойчивых пород.

Образуются милониты вследствие интенсивного сдвигания горных пород и перетирания их в процессе перемещения многокилометровых блоков пород вдоль разлома. Наиболее распространены в зонах пологих нарушений, по которым в результате тектонических движений происходит надвиг вышележащей толщи пород на нижележащую толщу.



Милонит

Милониты – тонкозернистые породы отчётливо сланцеватой текстуры, монолитной

(дробление не делает милониты рыхлыми), катакластической структуры, в которых сохраняются иногда реликты уцелевших от истирания зёрен минералов (порфиорокласты) и их агрегатов. Порфиорокласты линзовидной или грубошаровой формы.

В большинстве случаев милониты возникают при динамометаморфизме кварцево-полевошпатовых пород (гранитоидов, песчаников, гнейсов), но могут образовываться за счёт магматических и осадочных пород дугого состава.

Милониты тёмного цвета.

Для обозначения вида милонита в его названии должно присутствовать название протолита (например, милонит сиенита, милонит диабаз и т.п.).

При милонизации вулканических и гипабиссальных пород, обладавших порфириновым или порфириновидным строением, образуются порфиroidы, для которых характерна порфиорокластическая структура с милонитной сланцеватой основной

тканью. Милониты с очень тонким зерном – ультрамилониты. Практического значения не имеют.

*Псевдотахилиты.* Напомним, тахилит – базальт со стекловатой структурой (базальтовое стекло). Псевдотахилиты – крайний продукт милонизации, чёрные стекловатые породы, внешне очень схожие с базальтовым стеклом – тахилитом, иногда полосчатой текстуры течения; обычно содержат обломки зёрен мельчайших размеров, микроструктурно напоминают девитрофицированные лавы.



Псевдотахилит

Основная ткань (матрица) псевдотахилита напоминает стекло, содержит тонкообломочный материал, газовые пузырьки, миндалины, мельчайшие кристаллики магнетита, роговой обманки, биотита и микролиты полевых шпатов. Обломочный материал, представленный кварцем, полевыми шпатами, темноцветами и милонитными фрагментами; частично оплавлен, что может свидетельствовать об образовании породы из расплава, но это может быть объяснено и метаморфическими способами образования.

Считалось, что образование псевдотахилитов происходило на глубинах 1,5–10 км при температурах 1200–1450 °С. Конкретно по присутствию в норвежских тахилитах микролитов омфацита граната с высоким содержанием пироба, сделан вывод об образовании псевдотахилитов на глубинах 40–50 км. Эти породы образуются только по кварцсодержащим породам.

*Бластомилониты.* Развивающийся в породах кристаллобластез приводит к увеличению размеров зёрен. По термодинамической направленности формирования кристаллобластовых минеральных ассоциаций выделяются регрессивные (диафторигенные) и прогрессивные бластомилониты. Минеральные ассоциации бластомилонитов указывают на диапазоны температур образования: диафторигенных бластомилонитов – более низкие, а прогрессивных бластомилонитов – более высокотемпературные условия формирования неоминерализации, по сравнению с условиями образования минеральных ассоциаций протолита.



Бластомилонит

Особенностью диафторигенных бластомилонитов является частое присутствие реликтовых минералов. Регрессивные преобразования в породах протекают труднее и медленнее, чем при повышающихся температурах прогрессивного метаморфизма. Диафторигенные минеральные ассоциации по исходным парагенезисам гранулитовой фации в зависимости от *PT*-условий диафтореза могут быть представлены ассоциа-



циями минералов зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций.

Важную роль в образовании диафторигенных бластоцитов (диафторитов) играют деформации массивов пород, которые обеспечивают циркуляцию флюидов, растворов, необходимых для преобразования минералов. Замещение высокотемпературных минералов низкотемпературными невозможно без привноса паров воды, углекислоты. Так, преобразование амфиболитов в хлорит-амфиболовые сланцы приводит к увеличению воды в минералах с 2,91 до 10,36 %.

Прогрессивный метаморфизм, в том числе образование бластомилонитов осуществляется в условиях повышающейся температуры; чем выше температура, тем легче идёт перекристаллизация минералов. Прогрессивные бластомилониты, образовавшиеся в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций наблюдались во многих районах. В процессе кристаллобластеза перекристаллизованы могут быть все реликтовые минералы и агрегаты до их исчезновения.

## **5. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ**

К типу метасоматических относятся горные породы, образовавшиеся в результате метасоматоза. Метасоматоз [*<* греч. *meta* – после, за, через, следование за чем-либо, перемена состояния, превращение и *soma* – тело] – химические процессы постепенного замещения одних минералов горной породы другими в результате воздействия на неё внедрившегося расплава магмы, обогащённой летучими минерализаторами, или растворов, циркулирующих в земной коре и на её поверхности. Метасоматоз ведёт к частичному или полному химическому, минеральному и структурно-текстурному преобразованию протолита, сохраняющего при этом твёрдое состояние. Регулирующие факторы метасоматоза: температура, флюидное давление, химически активные растворы.

### *Некоторые особенности метасоматических пород.*

В телах метасоматитов обычно наблюдается зональное строение. В пределах каждой из зон метасоматические породы имеют характерные для этих зон химический и минеральный состав, структурно-текстурные особенности и часто ярко выражены по цвету. Границы между зонами бывают постепенными, часто резкими. Вокруг питающего канала во вмещающих породах развивается ореол метасоматитов. Распределение зон вокруг питающего канала в идеализированном случае симметричное, в природных условиях симметричность нарушается, но соблюдается общая последовательность в смене зон во всех направлениях. Совокупность одновременно образованных зон составляет так называемую метасоматическую колонку, построенную закономерно в зависимости от состава протолита и условий процесса. Качественно одинаковые метасоматические колонки образуют метасоматические фации. Сходные по закономерной геологической обстановке, строению и составу фации составляют метасоматические формации. Например, формации магнезиальных или известковых скарнов, вторичных кварцитов и др.

Для метасоматических пород характерно закономерное уменьшение числа минералов по зонам (т.н. стремление к мономинеральности).

В метасоматитах преобладают гранобластовые, лепидогранобластовые и аллотриоморфно-зернистые структуры; массивные, полосчатые текстуры.

Химический состав и физико-механические свойства пород разнообразны. В теории метасоматических процессов лежит принцип дифференциальной подвижности компонентов. Химические элементы, участвующие в реакциях метасоматизма, согласно этой теории разделяются на инертные и подвижные. Инертные компоненты переходят из одного минерала в другой, остаются в породе, их содержание не меняется. Подвижные компоненты привносятся и выносятся из породы растворами.

Метасоматические породы часто являются рудовмещающей средой или представляют собой полезные ископаемые (флогопитовые, магнетитовые и другие руды). Некоторые метасоматические породы используются как поделочный, облицовочный или строительный камень.

### **5.1. Классификация метасоматических процессов и пород**

Систематика и классификация метасоматических горных пород базируется на общих принципах систематики кристаллических пород, составленных на основе кодекса [7] и изложенных выше.

Тип «Метасоматические горные породы» выделен по геологическому признаку, по характеру геологического процесса (по способу образования).

Классы выделены также *по геологическому признаку, по побудительным причинам метасоматоза*. В соответствии с этим признаком метасоматические горные породы подразделяются на три класса:

1. *Контактово-метасоматические* породы, сформировавшиеся в зоне контактового воздействия теплового потока и флюидов магматического тела на вмещающие породы. К этому классу относятся также породы – продукты аутометасоматоза – воздействия магматогенного флюида на ранее раскристаллизованные магматические породы.

2. *Регионально-метасоматические* породы, образование которых связано с региональным эндогенным тепломассопотоком, в каждом отдельном случае они проявляются на протяжении определённого эндогенного импульса, предваряя, сопровождая и завершая магматизм либо вообще не имея с ним непосредственной связи.

3. *Гипергенно-метасоматические* породы, сформированные в зоне гипергенеза-эпигенеза (латеритизации), образование которых обусловлено химическим воздействием на поро-

ды фильтрующимися сквозь них низкотемпературными растворами, независимо от их происхождения. Обычно гипергенно-метасоматические преобразования рассматриваются как самостоятельный петрогенетический процесс – гипергенез – совокупность процессов химического и физического преобразования вещества (минерала, породы) в верхних частях земной коры и на её поверхности (при низких температурах) под действием атмосферы, гидросферы и живых организмов.

Метасоматические породы каждого класса подразделены на отряды **по химическому признаку, по кислотно-щелочным свойствам флюида.**

*Отряд щелочных пород* объединяет породы, формирующиеся под воздействием щелочного флюида, с накоплением в процессе их формирования одновалентных оснований ( $R_2O$ ) и выносом из них главным образом двухвалентных оснований ( $RO$ ) и отчасти амфотеров ( $RO_2$ ,  $R_2O_3$ ). Амфотерность [*греч. amphoterós – и тот и другой*] – способность некоторых химических веществ в зависимости от условий проявлять либо кислотные, либо основные свойства.

*Отряд кислотных пород* объединяет породы, формирующиеся под воздействием кислого флюида, с накоплением в процессе их образования трёх- и четырёхвалентных оснований ( $R_2O_3$  и  $RO_2$ ) и с одновременным выносом из них одно- и двухвалентных оснований.

*Отряд основных пород* объединяет породы, формирующиеся под действием флюида, близкого по составу к нейтральному и в которых в процессе метасоматоза накапливаются двухвалентные основания ( $RO$ ) при одновременном выносе из них одновалентных и в меньшей мере трёх- и четырёхвалентных оснований. Среди высокотемпературных метасоматитов выделяется, кроме того, промежуточный отряд пород, несущий одновременно признаки базификации (накопление кальция) и кислотного выщелачивания (накопление глинозёма); типичными представителями этого отряда являются анор-

тозиты. Базификация – природный процесс обогащения пород Fe, Mg и Ca с одновременным выносом Si, Na и др. Породы, подвергшиеся базификации, отличаются повышенным содержанием цветных минералов.

Породы каждого отряда делятся на **подотряды по химическим признакам, по накоплению в породе определённых катионов:**

- отряд кислотных пород подразделяется на подотряды:  
глинозёмистые метасоматиты;  
кремнезёмистые метасоматиты;
- отряд щелочных пород подразделяется на подотряды:  
калиевые метасоматиты;  
натриевые метасоматиты;
- отряд основных пород подразделяется на подотряды:  
кальциевые метасоматиты;  
магнезиальные метасоматиты;  
железистые метасоматиты.

Подотряды делятся на **семейства по температуре образования минерального парагенезиса:** высоко-, средне- и низкотемпературные метасоматиты.

Высокотемпературные метасоматиты характеризуются отсутствием в них гидроксилсодержащих минералов и соответствуют минеральному парагенезису гранулитовой фации.

Среднетемпературные метасоматиты характеризуются развитием в них гидроксилсодержащих минералов и соответствуют минеральному парагенезису амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям.

Низкотемпературные метасоматиты характеризуются развитием в них минералов, содержащих кристаллизационную воду и соответствуют минеральному парагенезису зеленосланцевой и более низких фаций.

Последним регламентированным таксоном в классификации метасоматических пород является вид. Семейства делятся на виды по модальному минеральному составу.

**Номенклатура метасоматических пород.** Семейства метасоматитов выделяют не только по температуре образования. Наименования семейств метасоматитов отличаются большим разнообразием. Многие семейства имеют собственные традиционные названия (пропилиты, грейзены, скарны, березиты, гумбеиты и др.). Часто семейства называют по доминирующим в них минералам (слюдиты, альбититы и т.д.).

В ряде случаев минеральные и структурно-текстурные признаки магматических и метаморфических пород схожи с признаками метасоматических пород и семейства этих трёх различных генетических типов пород имеют одинаковые названия (например, граниты, амфиболиты, чарнокиты, анортозиты, сланцы и др.). В этих случаях с установлением природы продукта к названию семейства рекомендуется добавить прилагательное «метасоматический» (например, метасоматические анортозиты, метасоматические чарнокиты).

Номенклатура видов метасоматических пород в значительной мере определяется их вторичной природой. Градация степени метасоматической проработки протолита производится исходя из процентного соотношения реликтов протолита и новообразованного вещества. В зависимости от содержания новообразованного вещества выделяются породы со слабо- (<25 %), средне- (25–70 %) и сильнопроявленным (>70 %) метасоматизмом.

Если порода претерпела интенсивный метасоматоз, но известен состав протолита, то к названию вида (семейства) метасоматита добавляется название вида протолита с приставкой «апо» (например, грейзен апогранитовый).

Наименование вида образуется добавлением к названию семейства прилагательных, отражающих особенности видового минерального парагенеза. Породообразующие минералы, составляющие не менее 5 % объёма породы, в прилагательном перечисляются в порядке увеличения их содержания, причём используется не более двух-трёх названий минералов.

В табл. 76–82 составленных на основе табл. 22 [7], приведены примеры классификации метасоматических пород.

Таблица 76

Подотряд калиевых метасоматических пород отряда щелочных

Минерал парагенеза	Вид породы				
	Гумбеит	Метасоматический гранит	Микроклинит	Метасоматический чарнокит	Гранулит
Биотит		+ 4	+/- 3		
Гиперстен				+ 2	
Гранат					Пироп-альм. 4
Истонит	+/- 4				
Карбонат	+ 3				
Кварц	+ 2	+ 2		+ 3	+ 2
Микроклин		+ 1	или 1		
Ортоклаз	(адуляр) 1		или 1	+ 1	+ 1
Пирит	+/- 6				
Плагиоклаз		N <sub>10-30</sub> 3	N <sub>0-10</sub> 2	N <sub>10-30</sub> 4	
Роговая обманка		+/- 5			
Силлиманит					+ 3
Стильпно-мелан	+/- 5				
Эгирин			+/- 4		

Таблица 77

Подотряд натриевых метасоматических пород отряда щелочных

Минерал парагенеза	Вид породы						
	Эйсит	Анальцимовый метасоматит	Содалиновый метасоматит	Глаукофановый сланец	Альбитит	Метасоматический плагиоранит	Эндербит
Анальцим		+ 1					
Анкерит	+ 5						
Анортоклаз		+ 2	+ 2				
Биотит			+/- 5			+ 3	
Гематит	+ 6						
Гиперстен							+ 2
Глаукофан				+ 1			
Гранат				+/- 4			
Диопсид							+/- 4
Кальцит	+ 4	+/- 6	+/- 7				
Кварц	+ 2			+/- 5		+ 2	+ 3
Магнетит					+/- 4		
Меланит			+/- 6				
Плагиоклаз	+ 1				+ 1	+ 1	+ 1
Рибекит		+ 4	+ 4		+/- 3		
Рог.обманка						+/- 4	
Содалит			+ 1				
Фенгит				+/- 3			
Флюорит		+/- 7					
Хлорит	+ 3	+/- 5					
Эгирин		+ 3	+ 3		+ 2		
Эпидот				+/- 2			



Условные обозначения к табл. 76, 77:

знак + в ячейке минерала (клетке) означает, что данный минерал присутствует в составе парагенеза;

знак +/- означает, что минерал может и не присутствовать;

цифра в ячейке – порядковый номер в перечне минералов парагенеза данного вида метасоматита, данный минерал в списке первый, второй и т.д. в порядке убывания его объема в породе;

$N_{10-30}$  – плагиоклаз – олигоклаз;  $N_{0-10}$  – плагиоклаз – альбит.

Таблица 78

Семейства и виды метасоматических пород отряда щелочных

Подотряд	Семейство	Вид породы
Калиевые	Низкотемпературные	Гумбеит
	Среднетемпературные	Метасоматический гранит. Микроклинит
	Высокотемпературные	Метасоматический чарнокит. Гранулит (кислый)
Натриевые	Низкотемпературные	Эйсит. Анальцимовый метасоматит
	Среднетемпературные	Содалитовый метасоматит. Глаукофановый сланец. Альбитит. Метасоматический плагиогранит
	Высокотемпературные	Эндербит

## Виды метасоматических пород отряда кислотных и их минеральный парагенез

Минеральный парагенез	Вид породы							
	Аргиллизит	Андалузитовый сланец	Кианитовый сланец	Березит	Вторичный кварцит	Кварцит	Грейзен	Кварцит
Алунит					+/- 6			
Андалузит		+ 1						
Анкерит				+/- 4				
Галлуазит	+/- 6							
Гематит					+/- 8			
Гидрослюды	+ 3							
Графит			+/- 6					+/- 4
Диаспор					+/- 3			
Доломит				+/- 5				
Ильменит		+/- 5						
Каолинит	+ 1							
Кварц	+/- 8	+ 2	+ 4	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1	+ 1
Кианит			+ 1					
Корунд					+ 2			
Лепидомелан							+/- 3	

Окончание. табл. 79

Минеральный парагенез	Вид породы							
	Аргиллизит	Андалузитовый сланец	Кианитовый сланец	Березит	Вторичный кварцит	Кварцит	Грейзен	Кварцит
Монтмориллонит	+ 2							
Мусковит		+/- 4				+/- 2	+ 2	
Опал	+/- 5							
Пирит				+ 2	+/- 7			
Пироп-альманд.			+ 3					
Пирофиллит					+/- 5			
Плагиоклаз			+/- 7					
Рутил			+/- 5					+/- 3
Серицит				+/- 3	+/- 4			
Сидерит	+/- 7							
Силлиманит			+ 2					+/- 2
Ставролит		+/- 3						
Топаз							+/- 5	
Фибролит						+/- 3		
Флюорит							+/- 4	
Цеолиты	+ 4							

Таблица 80

Семейства и виды метасоматических пород  
отряда кислотных

Подотряд	Семейство	Вид породы
Глинозёмистые	Низкотемпературные	Аргиллизит
	Среднетемпературные	Андалузитовый сланец
	Высокотемпературные	Кианитовый сланец
Кремнезёмистые	Низкотемпературные	Березит Вторичный кварцит
	Среднетемпературные	Кварцит Грейзен
	Высокотемпературные	Кварцит

Таблица 81

Виды метасоматических пород отряда основных  
и их минеральный парагенез

Минеральный парагенез	Вид породы							
	Про-пилит	Скар-ноид	Извест-ковый скарн	Хло-ритолит	Ам-фиболит	Слю-дитит	Эу-лит	Магнези-альный скарн
Адуляр	+/- 5							
Актинолит	+ 1				Или 1			
Альбит	+/- 4							
Антофил-лит								
Биотит-ле-пидомелан						+ 1		
Бораты								+/- 6
Волласто-нит			+/- 3					
Гематит				+/- 4				
Гроссуляр		+ 2						

Минеральный парагенез	Вид породы							
	Про-пилит	Скар-ноид	Извест-ковый скарн	Хло-рито-лит	Ам-фибо-лит	Слю-дитит	Эу-ли-зит	Магнези-альный скарн
Гроссуляр-андрадит			+ 1				+ 2	
Диопсид		+ 1						+/- 4
Диопсид-геден-бергит			+ 2					
Жедрит					Или 1			
Кальцит	+/- 7	+ 4		+/- 5				+/- 5
Кварц				+ 2	+/- 6	+/- 4		
Кордиерит					+ 2			
Кумминг-тонит							+/- 4	
Магнетит		+/- 6				+/- 3		
Пирит	+/- 8							
Роговая обманка					+/- 4			
Сагениит				+/- 3				
Ставролит					+/- 5			
Тальк					+/- 3			
Фассаит								+ 1
Фаялит							+ 3	
Флогопит		+ 5			+ 7	+ 2		
Форстерит								+ 2
Хлорит	+ 2			+ 1				
Холмкви-стит						+/- 5		
Цеолиты	+/- 6							
Шпинель								+ 3
Эпидот	+ 3	+ 3						
Эулит							+ 1	

## Семейства и виды метасоматических пород отряда основных

Подотряд	Семейство	Вид породы
Кальциевые	Низкотемпературные	Пропилит
	Среднетемпературные	Скарноид
	Высокотемпературные	Известковый скарн
Железо-магнезиальные	Низкотемпературные	Хлоритолит
	Среднетемпературные	Амфиболит антофиллит-жедритовый
		Слюдит
	Высокотемпературные	Эулизит
Магнезиальный скарн		

Традиционно метасоматические горные породы подразделялись на контактово-метасоматические и гидротермально-изменённые породы. Различают несколько стадий образования метасоматических пород: раннюю щелочную (основную), кислотную и позднюю щелочную.

По способу переноса вещества при метасоматозе выделяют инфильтрационный и диффузионный метасоматизм.

## 5.2. Описание некоторых видов метасоматических пород

*Скарны* [*<* швед. *skarn* – отбросы, пустая ненужная порода] – породы, сформировавшиеся в зоне контактового взаимодействия



Скарн

теплового потока и флюидов на граниты, магнетитовые руды, карбонатиты.

*Скарноид* – метасоматит, образовавшийся за счёт карбонатных пород с примесью силикатного и алюмосиликатного вещества (материала).

По составу и условиям залегания в семействах скарнов различают два вида: обычные (известковые) скарны и магнетические скарны.

*Известковый скарн* – продукт реакционного взаимодействия контактирующих между собой карбонатных и алюмосиликатных пород при участии высокотемпературных постмагматических растворов в условиях прогрева пород внедрившейся гранитной магмой в зоне контакта.

Структура полнокристаллическая, от крупно- и гигантозернистой до мелкозернистой, афанитовая; текстура массивная, однородная, полосчатая.

Главные минералы: пироксены (ряда диопсид-геденбергит), гранаты (гроссуляр-андрадит). Типичные второстепенные и акцессорные минералы: везувиан, родонит, волластонит, магнетит, иногда шеелит, молибденит, галенит, сфалерит, халькопирит, касситерит и др.



Известковый скарн

Порода твёрдая, прочная, плотная (тяжёлая). Цвет преимущественно тёмный, бурый, зеленовато-бурый, тёмно-зелёный до почти чёрного, буровато-розовый, красноватый; нередко пёстрый, неоднородный.

Разновидности различают по главным породообразующим минералам: пироксеновый, гранатовый, пироксено-гранатовый, везувиановый скарн.

Образует залежи, линзы, тела неправильной формы, зоны преимущественно в непосредственном контакте гранитов, гранодиоритов и близких к ним плутонических пород с карбонатными осадочными. Известны на Урале, в горных хребтах Тянь-Шаня, в Забайкалье, Памиро-Алтае, Приморье и др.

Продуктами гидротермального изменения минералов скарнов являются эпидот, актинолит, тремолит, хлорит, кальцит, кварц, сульфиды.

Известковые скарны нередко сопровождаются рудами железа, вольфрама, молибдена, свинца, меди, бора, отчасти олова, бериллия и др. Крупнейшие вольфрамовые (шеелитовые) и железорудные (магнетитовые) месторождения (г. Магнитная и др.) принадлежат к скарновому типу.

*Магнезиальный скарн* – продукт взаимодействия гранитной магмы с доломитами на стадии их гранитизации на значительных глубинах. Сходные по составу магнезиальные породы



Магнезиальный скарн

образованы в контакте ультраосновных пород и в комплексах ультраосновных и щелочных пород и карбонатов воздействием углекислых термальных растворов на плутонические породы, богатые магнием.

Структура и текстура те же, что у известковых скарнов.

Главные пороодообразующие минералы: форстерит, диопсид, флогопит, апатит, роговая обманка, магнетит, иногда турмалин; в более железистых породах вместо форстерита и флогопита – оливин и биотит.

По физическим свойствам подобен известковому скарну. Цвет тёмно-зелёный, буровато-зелёный и т.п.

Магнезиальный скарн образует зоны, залежи, линзы в контактах гранитоидов или пегматитов с ультраосновными породами или с доломитами и доломитовыми известняками. Встречен на Алдане, Кольском полуострове, в Прибайкалье; также совместно с известковыми скарнами и карбонатами.



При гидротермальном изменении минералы магнезиального скарна замещаются серпентином, хлоритом, карбонатом, тальком и др.

С магнезиальными скарнами связаны крупные месторождения флогопита (Прибайкалье, Алдан) и магнетита. В комплексах ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов известны аналогичные образования: Ковдор (Кольский полуостров) – крупнейшее месторождение магнетита, флогопита (Тишинское месторождение на севере Красноярского края), вермикулита, отчасти апатита.

*Метасоматические карбонатиты* образуются под воздействием на исходные породы углекислых растворов; они тесно связаны с интрузивами ультраосновных и щелочных пород, реже со щелочными габброидами, нефелиновыми сиенитами. Температура процесса образования от 800 °С.

Высокое содержание карбонатов (кальцит, доломит, анкерит, сидерит), в подчинённых количествах апатит, магнетит, форстерит, эгирин, флогопит, тремолит, циркон, пироклор, карбонаты редкоземельных элементов, минералы ниобия.

Разновидности: кальцитовые, доломитовые, анкеритовые, сидеритовые карбонатиты. С метасоматическими карбонатитами связаны месторождения руд ниобия, тантала, фосфора, редкоземельных элементов.

*Полевошпатовые метасоматиты* образуются под воздействием растворов, содержащих калий и натрий, на породы гранитоидного состава (граниты и гнейсы). В их образовании не обнаружено непосредственной связи с конкретными интрузивами; приурочены к разломам фундамента древних платформ. По составу выделяют микроклинит, альбитит, кварц-альбит-микроклиновый метасоматит. Полевошпатовые метасоматиты принадлежат отряду щелочных метасоматитов, с ними связаны руды ниобия, бериллия, редкоземельные элементы.

*Микроклинит* принадлежит к среднетемпературным щелочным калиевым породам (температура образования 600–

400 °С). Главные породообразующие минералы: микроклин или ортоклаз, плагиоклаз основной (альбит), а также биотит и эгирин.

*Альбитит* – среднетемпературный (500–300 °С) натриевый щелочной метасоматит, состоящий из альбита, эгирина, иногда в составе рибекит, магнетит.

*Фениты* – высокотемпературные щелочные метасоматиты, образовавшиеся при фенитизации вмещающих пород. Температура формирования фенитов 500–800 °С. Фенитизация развивается во вмещающих породах по внешнему обрамлению интрузий нефелиновых сиенитов, ийолит-мельтейгитов, карбонатитов, мелилитолитов и кимберлитов. Вмещающие породы, подвергающиеся фенитизации представлены гранитами, гранитогнейсами, сланцами, песчаниками, осадочными карбонатными породами, оливинитами, якупирангитами, гнейсами.

Структура средне-, крупно- и неравномерно-зернистая. Многообразие кристаллобластовых структур: гранобластовая, пойкилобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая, пегматитовая и симплектитовая; текстура такситово-пятнистая, полосчатая, гнейсовидная, массивная.

Породообразующие главные минералы: микроклин, санидин, альбит, нефелин, эгирин, арфведсонит, рибекит, гастингсит, рихтерит, биотит, флогопит. Второстепенные и акцессорные минералы: гранат, волластонит, меланит, корунд, плеонаст, апатит, сфен, циркон, бадделиит, эвдиалит, пироклор, перовскит, лопарит, ринколит, магнетит, ильменит.

Количественные соотношения минералов весьма изменчивы, обычно фениты являются лейкократовыми породами, с содержанием темноцветов до 25 %; в фенитах, образовавшихся по пироксенитам и габброидам, цветное число может составить до 40–80 %. Парагенезисы породообразующих минералов закономерно сменяют друг друга в пространстве: внешняя зона – неизменённые и фенитизированные породы; промежуточная зона – полевошпатовые фениты; внутренняя зона (тыловая) – нефелин-пироксеновые и мономинеральные

нефелиновые фениты, щелочная магматическая порода (нефелиновый сиенит, мельтейгит, ийолит).

Фенитизация – значительный привнос щелочей; концентрация натрия равномерно повышается от внешней зоны к внутренней; максимальная концентрация калия в пироксен-полевошпатовых (микроклиновых, ортоклазовых) фенитах; в фенитах внутренней зоны накапливается глинозём до (29 %).

Фенитизация приводит к накоплению химических элементов: ниобия, тантала, циркона, гафния, бериллия, урана, иттрия. С фенитами связаны месторождения апатита.

*Грейзен* [*старонем. greisens* – название породы, содержащей оловянный камень] – продукт пневматолито-гидротермального метасоматического изменения кислых магматических (гранитов и др.) и сходных с ними по составу алюмосиликатных и метаморфических пород (различных сланцев, песчаников) под воздействием газов, высокотемпературных постмагматических растворов с преобразованием полевых шпатов в светлые слюды (так называемый процесс грейзенизации).



Грейзен

Грейзенизация – высокотемпературный метасоматический процесс изменения горных пород в основном кислого состава под воздействием газов и растворов, содержащих летучие компоненты (фтор, хлор и др.) с образованием за счёт полевых шпатов светлых слюд (лепидолита, мусковита). При грейзенизации гранитов происходит вынос  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , привнос  $\text{SiO}_2$ , Fe, F,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ , Cl и редких металлов.

Структура грейзенов крупно-, средне-, мелко- или тонкозернистая; макроструктуры обычно спутанно-лепидогранобластовые и гранобластовые. Текстура обычно неоднородная, полосчатая, реже массивная.

Состав: кварц, мусковит или литиевая слюда (лепидолит, циннвальдит), часто топаз, турмалин, флюорит, а также скопления рудных минералов: касситерит (оловянный камень), вольфрамит, молибденит, колумбит-танталит, берилл, микролит и др.; обычны примеси в грейзенах – пирит, арсенопирит, сфалерит, магнетит, гематит, иногда висмутин и др.

Цвет белый до серого, более тёмный при скоплениях касситерита, вольфрамита или сульфидов и тёмной слюды; блеск стеклянный, перламутровый иногда с шелковистым отливом, матовый. Твёрдость средняя (грейзены, богатые слюдами) или высокая (кварц-топазовые). Плотность изменчива до очень высокой у грейзенов с большим содержанием топаза.

Разновидности грейзенов выделяют по главным минералам в минеральных ассоциациях, которые закономерно связаны с зональностью, обычной для грейзенов, впрочем как и для многих метасоматических пород. Минеральные ассоциации грейзенов – они же грейзеновые фации, они же разновидности: кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, кварц-турмалиновые, кварц-топаз-лепидолитовые, кварц-циннвальдитовые.

Грейзены залегают в форме оторочек кварцевых и полевошпатово-кварцевых жил с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и т.п. Встречаются также площадные грейзены в местах концентрации многочисленных кварцевых жил. На территории России встречены в Забайкалье, Восточной Сибири и др., и всюду имеют узколокальное развитие.

В процессе выветривания – каолинитизация.

С грейзенами связаны месторождения олова, вольфрама, бериллия, реже лития, молибдена, мышьяка, висмута, тантала. Грейзен – ведущий поисковый признак на месторождения руд редких металлов и драгоценных камней (топаза, турмалина, берилла и др.).

*Вторичный кварцит* (определение «вторичный» подчёркивает генетическое отличие от метаморфических кварцитов) – продукт низкотемпературной гидротермальной перера-

ботки (выщелачивания и окварцевания) кислых магматических пород (гранитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров) и отчасти аркозовых песчаников и туфов, залегающих в кровле магматических тел.

Структура мелко- или среднезернистая, иногда реликтовая порфировая; текстура массивная, участковая, пористая, ноздреватая.

В составе преобладает кварц; главные минералы: серицит или мусковит, пиррофиллит, алунит, каолинит, диаспор, корунд, андалузит, рутил, пирит.



Вторичный кварцит

Цвет белый, жёлтый, розовый, буроватый до ржавобурого. Излом раковистый. Твёрдость высокая.

Разновидности – фации в порядке снижения температуры образования: корундовый, андалузитовый, диаспоровый, алунитовый, каолинитовый.

Образует линзы, залежи, тела неправильной формы. Встречен на Северном Кавказе, Урале и др.

При выветривании устойчив, но сульфиды окисляются до лимонита и порода на поверхности буреет.

Вторичные кварциты используются в качестве глинозёмистого сырья, корундовые кварциты – для получения абразива (технического корунда). С вторичными кварцитами ассоциируют крупные месторождения меди, серного колчедана, алунита; с ними связаны руды молибдена, сульфидные залежи, содержащие золото.

*Эйсит* – низкотемпературная щелочная (натриевая) горная порода. Входит в формацию метасоматических ультраосновных пород заключительной низкотемпературной стадии послемагматического процесса, связанного с гранитоидами

умеренных глубин. Выделяются фации метасоматитов: альбитовая, кварц-альбитовая, кальцитовая, кальцит-апатитовая.

Состав: кварц, кальцит, альбит, апатит.

*Пропилит* – продукт регионального низкотемпературного метасоматоза вулканических пород среднего и основного состава под воздействием растворов, обогащённых  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{CO}_2$ , S, Cl. В реакции замещения участвуют  $\text{Fe}^{2+}$ , Mg, Ca, K, Na. Глубина проявления пропилитизации 0,5–2 км, при 150–300 °С.

Пропилитизация – процесс замещения полевых шпатов исходных пород (вулканогенных толщ) альбитом, адуляром и цеолитами, а цветных минералов – хлоритом, эпидотом, кальцитом и др.; при этом формируются руды Ag, Au, Cu, Zn, Pb, Mo и др.

Структура пропилитов мелко- или тонкозернистая, лепидограно- и нематогранобластовая; текстура массивная, мелкопористая.

Состав: главные минералы: кварц, хлорит, эпидот, актинолит, альбит, адуляр, кальцит; обычно присутствие пирита, магнетита; часто в небольших количествах присутствуют серицит и гидрослюды.

Пропилиты – зеленоватые породы, похожие на зеленокаменные эффузивы. Они формируют внешний ореол вокруг сформированных аргиллизитов или березитов; образуются под действием «отработавших» растворов.

Пропилиты являются рудовмещающими метасоматитами оловянных, свинцово-цинковых, полиметаллических, золото-медных, золотосеребряных и других руд.

*Аргиллизит* – продукт низкотемпературного гидротермально-метасоматического преобразования (замещения) минералов исходных пород глинистыми минералами под воздействием кислых (pH от 5–6 до 1–3) растворов, насыщенных  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{CO}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_4$ , F. В реакциях характерна высокая активность кремния и алюминия; происходит вынос щелочей

и щелочно-земельных металлов; температура реакций 300–500 °С. Протолитами являются, как правило, породы среднего и основного состава. Структура аргиллизитов тонкозернистая, большинство минералов размером менее 0,005 мм.

Главными минералами аргиллизитов являются минералы группы монтмориллонита (сметита), алунита, цеолитов, кремнезёма, хлорита, смешанослойных минералов и слюдopodobные глинистые минералы; могут присутствовать опал, сидерит, кварц. Разновидности (аргиллизитовые фации) выделяются по температуре образования и кислотности среды:

- каолинит-пирофиллит-алунитовые; 290–230 °С, pH < 2,5;
- кварц-каолинитовые; 200 °С, pH < 4;
- каолинит-сметитовые; 200 °С, pH 5–6;
- цеолит-сметитовые; 140–160 °С, pH 6.

По составу выделяют минеральные разновидности:

- смектит-цеолитовые;
- смектит-селадонит-кристобалит-цеолитовые (высококремнезёмистые);
- существенно смектитовые.

Аргиллизиты образуют линзы, пласты, площадное распространение при мощностях до сотен метров.

С аргиллизитами связаны месторождения золота, урана, флюорита, сурьмы, ртути, серебра, мышьяка, цеолитов, бентонитовых глин.

*Березит* (назван по Берёзовскому золоторудному месторождению на Урале) – метасоматическая порода, образующаяся из гранитных пород в околосильных ореолах золотоносных кварцевых жил по кислым и средним породам под воздействием растворов повышенной кислотности в условиях малых и средних глубин.



Березит

Структура березита мелкозернистая ксенобластовая; текстура массивная, однородная. Состоит из кварца, серицита, анкерита или доломита; значительна рассеянная вкрапленность пирита; иногда присутствует альбит или ортоклаз. Цвет белый, светло-серый, зеленоватый, желтоватый; излом неровный; порода твёрдая, прочная.

Березиты слагают приконтактные зоны кварцевых жил низко-, среднетемпературных месторождений золота, меди, свинца, цинка и др. Березит встречается на Урале, Кавказе, в Восточном Забайкалье; указывает на близость рудных кварцевых жил. Березит – важный признак, поисковый на золоторудные, полиметаллические и подобные месторождения. Нередко и сам березит является золотоносной породой.



Лиственит

*Лиственит* (назван по зелёным тонам окраски) – метасоматическая порода, образованная воздействием углекислых растворов на ультраосновные породы в процессе формирования гидротермальных кварцевых жил. Развиваются также вдоль контактов серпентинитов с известняками.

Структура лиственита равномерно-, мелкозернистая; текстура массивная или пятнистая.

Важная роль в составе лиственитов принадлежит карбонатам (кальцит, анкерит, брейнерит или магнезит); в качестве главных минералов содержатся кварц, фуксит (хромсодержащий серицитомусковит), серицит, хлорит, пирит или гематит, альбит, рутил. Из реликтовых минералов встречаются хромит, шпинель, серпентин.

Цвет зелёный, серовато- или желтовато-зелёный, буровато-зелёный с изумрудно-зелёными пятнами. Ярко-зелёную ок-



раску породе придаёт фуксит. Блеск сильный алмазный; излом неровный. Порода средней твёрдости.

На территории России лиственит встречен на Урале (Берёзовское месторождение близ Екатеринбурга, район Миасса в Челябинской области), Северном Кавказе, Алтае, в Бурятии и других провинциях развития ультраосновных пород.

Буреет вследствие разложения пирита и брейнерита.

Лиственит часто сопровождает золоторудные кварцевые жилы в серпентинитах и некоторые ртутные месторождения.

*Эулизит* [*<* греч. *eu* – хорошо и *lysis* – растворение] (эвлизит) – железомagneзиальная, высокотемпературная метасоматическая порода отряда основных. Состоит из эулита, кварца и силикатов, богатых железом, магнием (гиперстен, оливин и др.), из второстепенных минералов особенно часто встречается гранат (гроссуляр-андрадит) и магнетит.

*Гумбеит* (назван по р. Гумбейка на Южном Урале) – метасоматическая гидротермальная низкотемпературная щелочная (калиевая) порода. Исходные породы гранитоиды, гранитогнейсы, биотитовые гнейсы.

Структура идиобластовая; текстура массивная.

Состав: главные минералы: ортоклаз или микроклин, кварц, рутил; присутствуют обычно сульфиды и шеелит. В гумбеитах по температуре образования выделяют три фации-разновидности:

1) биотит-калишпатовая фация – разность с парагенетической минеральной ассоциацией: биотит (флогопит), калишпат, карбонат, рутил, кварц, альбит; температура образования 400–440 °С;

2) доломит-калишпатовая фация – разность с парагенетической минеральной ассоциацией: доломит, калишпат, рутил, кварц, альбит; температура образования 200–400 °С;

3) фенгит-калишпатовая фация – разность с парагенетической минеральной ассоциацией: доломит (кальцит), кали-

шпат, серпентин, рутил (лейкоксен), альбит, кварц; температура образования менее 300 °С.

С гумбеитами связаны золоторудные и полиметаллические месторождения.

## 6. МИГМАТИТЫ

*Мигматиты* [< греч. *migma* – смесь] – широко распространённые полигенные горные породы, которые являются продуктом прогрессивно направленных процессов метаморфизма и метасоматоза, часто завершающихся частичным или даже полным плавлением субстрата, как материальной основы всех процессов. Выделение мигматитов в самостоятельный тип горных пород объясняется тем, что такие породы слагают большую часть гранитогнейсового слоя земной коры и по условиям образования являются полигенными.

По мнению авторов кодекса [7], процесс образования мигматитов нельзя считать ультраметаморфизмом, потому что процесс, во-первых, не «ультра», так как протекает чаще всего в условиях амфиболитовой фации, и не «метаморфизм», так как он проявлен преимущественно в открытой системе с интенсивным привнесением щелочного флюида, т.е., как правило, является высокотемпературным щелочным или кремнещелочным метасоматозом.

Мигматит – это смесь (заметим в скобках, что не механическая смесь веществ, а смесь процессов образования пород) двух или трёх генетически разнородных составляющих со сложным характером взаимоотношений этих составляющих, что является главным текстурным признаком породы. Одна из составляющих мигматита представляет собой реликт метаморфической породы (палеосома), другая – магматическое и (или) метасоматическое новообразование (неосома). Неосома состоит из двух сопряжённых компонентов, образующих композицию: из породы более лейкократовой, чем палеосома,

близкой по составу к гранитной эвтектике (расплаву, находящемуся в равновесии с твёрдыми фазами) (лейкосома – продукт гранитизации), и из породы более меланократовой, чем палеосома (меласома – продукт базификации).

Мигматиты по специфике своего образования подразделяются на три генетических класса: метасоматические, метаморфологические и инъекционно-магматические.

1. **Мигматиты метасоматические**, образующиеся в условиях прогрессивного кремнещелочного или щелочного инфильтрационного метасоматоза в открытой для привноса подвижных компонентов в системе порода – флюид. Образование мигматитов этого класса происходит замещением минералов палеосомы минералами неосомы и при этом оба парагенеза относятся к одной минеральной фации. Максимум замещения наблюдается вдоль путей проникновения флюидов по трещинам отдельности, сланцеватости, кливажа, порода становится всё более лейкократовой, количество меласомы постепенно сокращается. Порода по составу приближается к граниту, таким образом, процесс можно рассматривать как одну из форм гранитообразования.

Судя по вновь образованному парагенезу, формирование пород этого класса мигматитов протекало в условиях амфиболитовой (биотит + роговая обманка) или гранулитовой (гиперстен + диопсид) фаций метаморфизма. Высокая температура метасоматоза, протекающего в экзотермическом режиме, предопределяет последующее частичное или полное плавление субэвтектической породы и образование гранитной магмы. Магматометасоматическая ассоциация пород формирует крупные поля мигматитов и автохтонных (залегающих на месте образования) гранитоидных массивов, содержащих скиалиты [*<* греч. *skia* – тень + камень] метаморфического протолита. В этих полях выделяется фронт магматического замещения и опережающий его фронт щелочного метасоматоза.

2. **Мигматиты метаморфические**, образующиеся в процессе метаморфической изохимической дифференциации. Жильный материал неосомы связан генетически с протекающей в режиме диффузионного метасоматоза избирательной сегрегацией (отделением) материала исходной породы. Благодаря стяжению лейкократовых минеральных компонентов в прослой и жилки остаточный материал субстрата или рестит обогащается меланократовыми компонентами и возникает контрастная порода с более и менее основными зонами, чем субстрат, но всегда принадлежащих к одной минеральной фации. При достижении лейкосомой состава гранитной эвтектики в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций метаморфизма возможно её селективное (избирательное) плавление. Благодаря ограниченным объёмам лейкосомы крупных магматометаморфических обособлений не образуется.

3. **Мигматиты инъекционно-магматические**, образующиеся в результате малых (тонких) инъекций магматического материала по плоскостям сланцеватости, отдельности, тонким трещинам и другим мелким тектоническим элементам, нарушающим целостность вмещающей породы.

Состав вмещающей породы остаётся неизменным и её минеральная фация никак не зависит от минеральной фации магматических инъекций, а состав инъекций зависит от состава магматического очага. Инъекционные мигматиты формируются в зонах контакта магматических тел, и материал инъекций классифицируется в соответствии с классификацией магматитов.

Породы первых двух классов в зависимости от характера щёлочности подразделяются каждый на два отряда:

а) натриевой специализации – породы с доминирующим развитием кислого плагиоклаза;

б) калиевой специализации – породы с доминирующим развитием калиевого полевого шпата.

Породы всех классов, отрядов подразделены на семейства по признаку принадлежности их к определённой минеральной фации неосомы. Таким образом, в соответствии с минеральными ассоциациями в каждом отряде выделяются два семейства амфиболитовой и гранулитовой фаций: в отряде натриевой специализации в гранулитовой фации – семейство мигматитовых эндербитов, а в амфиболитовой фации – гранит-мигматитов.

Мигматиты каждого семейства подразделены по текстурному признаку на пять родов: ветвисто-жилковые, слоистые, очковые, небулитовые и собственно гранитогнейсы.

1. Мигматиты ветвисто-жилковые; состоят из палеосомы, расчленённой жильной неосомой произвольной формы, расположенной по системе трещин.

2. Мигматиты слоистые, или строматолиты, – неосома в них образует светлые взаимно параллельные прослои, чередующиеся с прослоями палеосомы, расположенные в плоскостях первичной слоистости, сланцеватости или одной из поверхностей кливажа.

3. Мигматиты очковые, характеризующиеся развитием крупных неслоистых обособлений неосомы, в том числе порфиробластов.

4. Мигматиты небулитовые, характеризующиеся массовым замещением палеосомы, сохраняющейся только в виде облачных или туманных скоплений в неосоме (мигматит теневой). Распространены в классе метасоматических мигматитов.

5. Собственно гранитогнейсы – гнейсовидные породы, частично утратившие неоднородность мигматитов и часто неотличимые от сланцеватых гранитов.

В пределах каждого рода выделяются виды мигматитов как сообщество индивидов сходного модального минерального состава и структурно-текстурных особенностей неосомы.

Наименование вида составляется из названий семейства, рода и двух-трёх характерных для данного вида минералов, например: биотитовый полосчатый мигматит; двуслюдяной

очковый мигматит. Если необходимо отметить состав субстрата, его видовое название добавляется к названию мигматита, например: биотитовый ветвистый мигматит по биотитовому гнейсу.

## **7. ОСАДОЧНЫЕ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ**

Осадочные горные породы – породы, существующие в условиях поверхности земной коры, образующиеся в результате перемещения и переотложения продуктов разрушения (выветривания) различных, образовавшихся ранее горных пород, механического, химического выпадения осадка из воды, воздуха, жизнедеятельности организмов или трёх процессов одновременно.

### **7.1. Общие данные, образование, классификация осадочных пород**

Осадочными породами покрыто более 75 % площади материков, именно с осадочными породами приходится чаще всего иметь дело строителям. Кроме того, с осадочными породами связана большая часть разрабатываемых месторождений полезных ископаемых.

Образование осадков, впоследствии образование горных пород, происходит на поверхности земли, в приповерхностных зонах и в бассейнах.

*Стадии процесса образования горной породы* – литогенеза:

1. Образование осадочного материала, которое происходит за счёт выветривания, излияния или выброса вулканического материала, жизнедеятельности и отмирания организмов, химической кристаллизации из раствора и др.

2. Перенос (переотложение) осадочного материала, который осуществляется главным образом с помощью воды, а также ветра, движущихся масс ледников, прибрежных льдов,

за счёт проявления силы тяжести (склоновые процессы – обвалы, осыпи, оползни), за счёт живых организмов.

3. Накопление осадка (седиментогенез). Осадочный материал осаждается в пониженных участках рельефа, скорость накопления осадка очень различна в зависимости от условий: доли миллиметра (глубоководные части морей и океанов) и несколько метров в год в устьях крупных рек. Седиментогенез как процесс включает в себя выветривание, дифференциацию (в данном случае сортировку и избирательный переход в твёрдую фазу растворённых и газообразных веществ) продуктов выветривания, образование коллоидов.

4. Преобразование осадка в осадочную горную породу (диагенез). Между составными частями осадка начинается физико-химическое взаимодействие. Во время диагенеза происходит уплотнение осадка под тяжестью находящихся выше его слоёв, обезвоживание, цементация, перекристаллизация. Взаимодействие составных частей осадка между собой и окружающей средой приводит к растворению и удалению неустойчивых компонентов осадка и формированию устойчивых минеральных новообразований.

Определяющим элементом процесса является цементация. В качестве цемента могут выступать самые разные минералы, но, как правило, чаще силикаты (кварц), карбонаты (кальцит), железистые и глинистые минералы. Образование цементов повышает спайность компонентов породы и её твёрдость. Совокупность процессов диагенеза приводит, например, к образованию песчаника из песка или вулканических туфов из вулканического пепла. К концу диагенеза жизнедеятельность организмов прекращается, а система осадков – среда приходит в равновесие. Продолжительность диагенеза длится десятки и сотни тысяч лет, мощность зоны диагенетических преобразований оценивается исследователями в 10–50 м и более.

5. Стадия существования осадочной породы в зоне стратиферы (катагенез). В эту стадию осадочные породы претер-

певают существенные преобразования под действием температуры, давления (не следует забывать, что мощные стратисферные слои не просто прогибаются под тяжестью собственного веса, но и погружаются ниже), растворов, флюидов, pH, Eh и радиоактивного излучения. В процессе катагенеза происходит дальнейшее уплотнение пород, их обезвоживание, удаление неустойчивых компонентов, перекристаллизация и образование новых минералов.

6. Стадия глубокого преобразования осадочной породы в глубинах земной коры (метагенез). При метагенезе происходит преобразование пород под влиянием факторов, что и при катагенезе, но выше температура (200–300 °С, выше минерализация и газонасыщенность вод, иные значения pH, Eh. Изменение структуры породы проявляется в укрупнении зёрен, в упорядочении их ориентировки, перекристаллизации, исчезновении органических остатков. Стадия завершается переходом осадочных пород в метаморфические.

***Осадки как материал для образования осадочных горных пород.*** Классификация осадков по происхождению:

1. *Флювиальные осадки* [*< лат. fluvius – течение, река*] – осадки, образовавшиеся от действия текучих поверхностных вод; они, как правило, более или менее окатанные и отсортированные:

*Аллювий*, аллювиальные отложения [*< лат. alluvio – нанос*] – отложения водных потоков (ручьи, рек); в зависимости от условий отложения (скорость течения и его мощность, крупность отлагаемых осадков) различают:

- пойменный аллювий, слагающий речные террасы, представлен мелкими песками, супесью, суглинками и глинами;
- дельтовый аллювий, накапливаемый в устьях рек, осадки дельтового аллювия ещё мельче, чем у пойменного аллювия;
- русловой аллювий, откладываемый в руслах рек, представлен песками, галечником, гравием, валунами, глыбами.



*Делювий*, делювиальные отложения [< лат. deluere – смывать] – скопления продуктов выветривания горных пород, перемещённых (смытых) вниз по склонам гор и возвышенностей тальми или дождевыми потоками с участием сил тяжести (участие склоновых процессов).

*Пролювий* [< лат. proluere – выношу течением] (пролювиальные отложения) – продукты выветривания (разрушения) горных пород, выносимые (сносимые) водными временными (снеготаянием, проливными дождями) потоками к подножию возвышенностей; слагают конусы выноса и образующиеся от их слияния пролювиальные шлейфы. Развиваются главным образом в аридных и полуаридных областях. Аридный [< лат. aridus – сухой], аридные области – области по классификации климатов, с сухим климатом, с высокими температурами воздуха и малым количеством атмосферных осадков.

*Иллювий*, иллювиальный горизонт [< лат. Illuvio – вносить] – минеральные и органические вещества, выщелоченные дождевыми водами из верхней части почвы (гумусового и иллювиального горизонтов) и отложенные в её нижней части (иллювиальном горизонте).

2. *Элювий* [< лат. Eluere – мыть, смывать] – продукты выветривания горных пород, остающиеся на месте своего первоначального образования; представляют собой несортированную механическую смесь угловатых частиц и обломков пород разного размера, постепенно переходящую в коренные породы.

3. *Эоловые отложения* [< греч. Aiolos – в древнегреческой мифологии повелитель ветров] – песчаные и глинистые отложения, образованные накоплением перенесённых ветром частиц. Строго говоря, дюны и барханы – это не отложения, а скопления песчаных частиц, постоянно мигрирующих с места на место. Истинными эоловыми отложениями являются лёссы, лёссовые суглинки.

4. *Гляциальные отложения* [< лат. glacialis – ледяной] – отложения, образованные движением ледников. В приполяр-

ных областях и околовершинных районах (долинах, перевалах) высоких гор (на вершинах и горных склонах снег не задерживается, он сдувается ветром) снежный покров удерживается круглый год, большая часть, уплотняясь, превращается в лёд; постепенно масса скоплений льда увеличивается и под собственным весом эта масса начинает двигаться в сторону понижения рельефа. Такие движущиеся массы льда называют ледниками (глетчерами). В процессе движения лёд истирает, вспахивает поверхность земли, разрушает – экзариирует (экзарация [< лат. exaratio – выпаживание] – разрушение ложа ледника вмёрзшими в лёд обломками горных пород). На поверхности земли создаются борозды, рытвины, котловины. Лёд совершает огромную работу по разрушению пород, переносу и отложению продуктов разрушения, которые подразделяются на несколько морен.

*Морены* [< фр. moraines] – так называют весь каменный материал, который поглощается ледником и переносится вместе с ним. Так называют и ледниковые (гляциальные) отложения. Более того, сами морены – как ледниковые отложения достаточно разнообразны. Главные разновидности: основная, напорная, насыпная, абляционная (абляция [< лат. ablatio – отнимание], в гляциологии это уменьшение массы ледника или снежного покрова в результате таяния, испарения, механического удаления); а по месту расположения относительно ледника – донная, поверхностная, боковая. Все морены состоят из смеси самых разных обломков: от крупных (глыбы, валуны) до мелких – песка и глины. Материал в моренах несёт следы обработки льдом. Обломки его исцарапаны и одновременно отшлифованы, многие также разбиты.

Донная морена – обломки пород, внедрённые в подошву ледника и переносимые при его движении.

Основная морена образуется из донной морены – материала, переносимого в самых нижних частях ледника. Хорошо видны почти чёрные от донной морены слои льда в основании

многих современных ледников. Особенно много донной морены в ледниках, движущихся по рыхлым, непрочным породам, их нижние слои на 80 % и более состоят из обломков таких пород. Ледники на прочных породах содержат до 2–3 % материала ледникового ложа. Двигаясь вместе с ледником, обломки пород испытывают сильное трение о ложе и друг о друга. При этом неустойчивые разрушаются на песчинки и глинистые частицы, а у прочных валунов сглаживаются рёбра и шлифуется поверхность. Образование основной морены идёт под движущимся ледником.

В месте окончания ледника, где происходит интенсивное таяние льда, идёт накопление обломочного материала и образуются валы, которые носят названия конечных основных морен. Конечная морена – беспорядочная смесь частиц пород самого разного размера: от тонких мелких частиц до крупных валунов диаметром 2–3 м.

Абляционная морена в отличие от основной морены рыхлая, потому что состоит из обломков пород, падающих на ледник во время его движения со склонов сверху или с боков. Поскольку в образовании абляционной (вытаившей изнутри ледника) морены участвует вода, то в ней местами можно увидеть слоистость. После стаивания льда на местности остаются беспорядочно разбросанные холмы, сложенные абляционной мореной. В целом в моренных отложениях неоднородный состав и отсутствует слоистость.

В тёплое время рядом с ледником, на его языке и внутри ледника образуются большие и маленькие озёра, текут бурные ручьи и реки. Вода переносит большое количество твёрдого материала. Отложения, принесённые талой ледниковой водой, делятся на две большие группы: флювиогляциальные (водно-ледниковые) и лимногляциальные (озёрно-ледниковые) отложения.

5. *Флювиогляциальные отложения* – слабоотсортированные отложения, вынесенные тальми ледниковыми водами и отложенные ниже края ледника; представлены косослойны-

ми песками с валунами, галькой и гравием, супесями, реже суглинками. Реки, питающиеся талыми водами ледника, начинаются ещё в толще ледника, при выходе из него обладают высокой скоростью течения, что позволяет нести очень много твёрдого материала. На свободной от льда земле скорость течения уменьшается и потоки освобождаются сначала от наиболее крупных обломков – валунов, гальки.

*Зандры* [исланд. < sandr < sand – песок] – песчано-галечниковые отложения в виде равнин, образованных талыми ледниковыми водами непосредственно перед внешним краем конечных моренных гряд древних ледников.

*Озы* – валообразные извилистые гряды высотой до 40 м, шириной от 100–200 м до 1–2 км, длиной с перерывами до нескольких десятков километров. Образовались в результате отложений валунов, гальки, гравия, песка потоками талых вод, протекающих внутри покровных ледников.

6. *Озёрно-ледниковые отложения. Ленточные глины* – самые интересные из ледниково-озёрных отложений, представляют собой тонкослоистые песчано-глинистые осадки озёр у конца материкового ледника. Обладают правильной сезонной слоистостью с чередованием песчаных (весенне-летних) и глинистых (осенне-зимних) прослоев. Мощность пары прослоев (годовая лента) от долей миллиметров до 7 см. Светлая часть ленты образовалась летом, когда в озеро попадало много содержащихся в леднике материала и песок выпадал в осадок. Зимой озеро затягивалось льдом, вода в нём становилась совершенно спокойной и из неё выпадали (в ней осаждались) самые мелкие глинистые частицы, слагающие тёмную часть ленты. С помощью ленточных глин осуществляется геохронология четвертичной системы. В частности определено, что ледник оставил южное побережье Финского залива около 12 тысяч лет назад.

*Камы* [< нем. Камм – гребень] – холмы, сложенные сортированными слоистыми песками, галечниками и гравием; ино-

гда прикрыты сверху плащом морены. Высота 6–12 м, иногда до 30 м. Возникают у внутреннего края материковых ледников при таянии «мёртвого льда», части ледника, утратившие связь с областью питания и прекратившие движение; расположены камы в областях прежнего материкового оледенения.

*7. Отложения органических продуктов. Сапропель* [< греч. *sapros* – гнилой и *pelos* – грязь, ил] – органические пресноводные илы, отложения водоёмов суши (озёр, лагун), состоящие из продуктов распада животных и растительных организмов и содержащие более 10 % (по массе) органического вещества; имеют коэффициент пористости более 3, текучую консистенцию, высокую дисперсность. Используются как удобрения. Переходя в ископаемое состояние, уплотняясь и обезживаясь, образуют осадочные горные породы сапропелиты.

*Диатомовый ил* – осадок на дне современных океанов и морей, реже озёр, состоящий в основном из опаловых панцирей диатомовых водорослей и их обломков. Наиболее развит в океанах умеренных широт Южного полушария в северной части Тихого океана. Впоследствии образуется порода диатомит.

*Радиоляриевый ил* – глубоководный кремнисто-глинистый океанический и морской осадок, состоящий во многом из скелетов радиолярий – простейших класса саркодовых; в ископаемом состоянии – осадочная горная порода радиолярит. Распространён на глубинах 4,5–6 км.

*Болотные отложения* – органические и минеральные осадки, накапливающиеся в болотах. Среди болотных отложений преобладает торф, превращающийся со временем в гумусовые ископаемые угли. В торфяных болотах, питающихся атмосферной влагой и подземными водами, образуются небольшие стяжения карбонатов, железистых, фосфатных и других минералов (например, минерал лимонит). Происходит также разрушение одних (хлорит, монтмориллонит, гидрослюда) и новообразование других (вермикулит, каолинит,

хлорит) глинистых минералов под влиянием продуктов распада растений – торфообразователей и жизнедеятельности болотных фитоценозов.

*Донные осадки*, донные отложения – осадки, покрывающие дно водного бассейна. Если скорость природного потока на дне бассейна меньше некоторого критического значения, то частицы из потока осаждаются на дне, формируя неподвижные донные осадки, не вступающие в обмен – происходит накопление слоя. Активный обменный слой донных осадков в турбулентных потоках – источник формирования донного аккумулятивного рельефа (гряд, валов, ряби) и косых слойков. В зависимости от характера бассейна водоёма различают морские, лагунные, озёрные, речные донные осадки.

***Классификация осадочных пород.*** Геологические факторы, участвующие в формировании осадочных пород весьма разнообразны: разрушение и переотложение продуктов разрушения ранее существовавших горных пород, механическое и химическое выпадение осадка, цементация осадка, вулканические и тектонические процессы, жизнедеятельность организмов. Есть осадочные породы, в формировании которых участвовали несколько факторов, но с другой стороны, некоторые породы могут формироваться разными путями. Так, известняки могут быть обломочного, химического, биогенного происхождения. Эти обстоятельства вызывают существенные затруднения в систематике осадочных пород. Единой схемы их классификации пока не существует, как не существует и литологического или стратиграфического кодекса.

Мы будем ориентироваться на классификации, предложенные отдельными исследователями, на Петрографический кодекс [7] (относительно осадочных пород, содержащих вулканогенный материал), на ГОСТ 25100–2011 [3], имея в виду, что особенно осадочные породы по сути и есть грунты. Определение грунта в ГОСТ 25100 [3]: «грунт – любые горные породы, почвы, осадки и техногенные образования...».

Согласно словарю [9], грунт – собирательное название горных пород, залегающих преимущественно в зоне выветривания земной коры. Итак, в типе «осадочные горные породы» рассмотрим классы:

- обломочные (терригенные) горные породы;
- органогенные (биогенные) горные породы;
- хемогенные горные породы;
- осадочные породы, содержащие вулканогенный материал;
- смешанные породы, в формировании которых участвовало несколько процессов.

***Минеральный состав осадочных горных пород.*** В осадочных (вторичных) породах могут встретиться все минералы первичных пород. Однако для осадочных пород характерны и свои, присущие только им минералы. В то время как в магматических породах преобладают соли слабых кислот (кремниевой и алюмокремниевой), в осадочных породах силикаты и алюмосиликаты играют подчинённую роль, на первых местах соли сильных кислот: угольной, серной и др. Из минералов, присущих только осадочным горным породам, наибольшее значение имеют: кальцит, магнезит, доломит, гипс, ангидрит, каолинит, водный и аморфный кремнезём.

## **7.2. Обломочные (терригенные) осадочные породы**

Обломочные породы состоят из обломков различных пород и минералов (кварц, полевые шпаты, слюды, гидрослюды и др.). К обломочным породам не относятся продукты вулканических извержений: вулканические пепел и щебень, лапилли, их сцементированные разновидности – туфы, а также туффиты и др. Они из другого класса осадочных пород, рассмотренных в подразд. 7.5.

В основу систематики обломочных пород положен структурный признак – размер обломков, а также дисперсность, связность составляющих породу частиц и наличие цементирующего вещества в составе породы (табл. 83, 84).

По размерам частиц обломочные породы делятся на крупнообломочные (псефиты), пески (псаммиты), алевроитовые и глинистые породы (пелиты).

Псефиты [< греч. pserphos – мелкий камень, галька] – общее название грубообломочных (крупнообломочных) пород с размерами частиц более 2 мм.

Псаммиты [< греч. psammites – песчаный] – общее название песков и песчаников. Размеры частиц 0,05–2 мм.

Пелиты [< греч. pelos – глина] – тонкозернистые, преимущественно глинистые осадочные породы, сложенные более чем на 50 % частицами размером <0,005 (0,002) мм (размер глинистых частиц по ГОСТ 25100–2011 <0,002 мм).

Алевроиты [< греч. aleuron – мука] – частицы размером 0,002–0,005 мм.

Таблица 83

Нормативные определения частиц обломочных пород по размерам

Частицы породы: окатанные (неокатанные)	Фракция	Размер фракции, мм
Валуны (глыбы)	Крупные	>800
	Средние	400–800
	Мелкие	200–400
Галька (щебень)	Крупные	100–200
	Средние	60–100
	Мелкие	10–60
Гравий (дресва)	Крупные	5–10
	Мелкие	2–5
Песчаные частицы	Грубые	1–2
	Крупные	0,5–1
	Средние	0,25–0,5
	Мелкие	0,10–0,25
	Тонкие	0,05–0,10
Пылеватые частицы	Крупные	0,01–0,05
	Мелкие	0,002–0,01
Глинистые частицы		<0,002



## Классификация обломочных горных пород по структуре

Структура	Размер зёрен, мм	Несцементированные				Сцементированные	
		Несвязные			Связные	из неокатанных зёрен	из окатанных зёрен
		неокатанные	окатанные	рыхлые			
Крупнозернистая	> 200	Глыбы	Валуны	–	–	–	–
	200–10	Щебень	Галька	Галечник	–	Брекчия	Конгломерат
	10–2	Дресва	Гравий	Агломерат	–	Брекчия	Гравелит
Среднезернистая	2–0,05	Песок		–	–	Песчаник	
Мелкозернистая	0,05–0,002	Супесь		Алевриты	Суглинок, лёсс	Алевролит	
Тонкозернистая	<0,002	–	–	–	Глина	Аргиллит	

*Валуны* – окатанные обломки пород размером от 100 (200) мм до 10 м в поперечнике. Окатанность придаёт им перенос их водными потоками и ледниками; распространены в аллювиальных и ледниковых отложениях.

*Глыбы* – неокатанные обломки пород размером более 100 (200) мм; встречаются в элювиальных отложениях.

*Галька* – округлённые обломки пород размером 2–100 (10–200) мм, окатанные текучими водами или морскими волнами.

*Галечник* – скопления гальки с примесью гравия и песка.

*Щебень* остроугольные обломки пород размерами 2–100 (10–200) мм. Образуются непосредственно из материнской породы при её выветривании, разрушении; встречается в виде рыхлых и слабосцементированных скоплений.



Конгломерат

*Конгломерат* [< лат. con-glomeratus – скопившийся, собранный] – сцементированная обломочная порода, состоящая из гальки различного состава, величины, формы и связующей массы – цемента; имеет однородную или слоистую, конгломератовую текстуру.

Цемент бывает известковым (карбонатным, вскипает сильно при действии соляной кислоты), кремнистым, железистым, фосфатным (при трении кусков породы друг о друга чувствуется неприятный запах), глинистым, песчанистым. Нередко цемент представляет собой как бы самостоятельную обломочную породу: суглинок, песчаник и т.д.

Образуется конгломерат в результате размыва и переотложения древних пород. Грубослоистые толщи конгломератов мощностью до нескольких сотен метров встречаются в предгорных и горных областях. На территории России встречены на склонах Уральского и Главного Кавказского хребтов.

Окраска конгломератов обычно неоднородная, пёстрая; порода крепкая; твёрдость средняя (соответствует твёрдости цемента).

Применяется как строительный камень местного потребления; иногда с конгломератами связаны месторождения золота, меди и других металлов.

Брекчия [brechia – ломка] – сцементированная обломочная порода, сложенная угловатыми обломками разнообразных пород или одной породы (брекчиевая текстура) размерами более 10 мм.

Различают осадочные, вулканические (магматические) и тектонические брекчии. Осадочная брекчия образуется вслед-

ствие движения земной коры и нарушения нормального хода формирования осадка.

В практическом значении из осадочных брекчий особенно важны костные брекчии (скопления костей вымерших позвоночных, преимущественно рыб) из-за высокой концентрации фосфора, иногда урана, редких земель.



Брекчия

*Гравий* – рыхлая крупнообломочная осадочная порода, сложенная окатанными обломками пород и минералов размером 2–10 мм; слагает мощные толщи в аллювиальных отложениях совместно с галькой, песком, глинами. Применяется в дорожном строительстве и как заполнитель в бетонах.

*Гравелит* – цементированный гравий.

*Дресва* – рыхлая порода, состоящая из окатанных обломков размером 2–10 мм.

*Агломерат* [*лат. agglomerates* – присоединённый, накопленный] – рыхлые скопления неокатанных, несортированных обломков горных пород; при цементации образуют брекчии.

*Песок* – однородный или слоистый агрегат весьма слабо связанных обломочных зёрен размером 0,1–2 (0,05–2) мм.



Песок

Речной, морской и озёрный пески характеризуются округлой формой зёрен и хорошо сглаженной (обточенной) поверхностью. Горный и овражный пески имеют угловатую форму и шероховатую поверхность.

Минеральный состав разнообразен; по составу выделяются разновидности песков, которые различаются также и по физическим свойствам:

– олигомиктовые пески: кварцевый, полевошпатово-слюдисто- и глауконитокварцевый; характеризуются резким преобладанием одного минерала – кварца (до 90 % среди обломочных зёрен);

– полимиктовые пески: аркозовый (в зёрнах доминирует полевой шпат), граувакковый (в зёрнах – разнообразные осадочные и магматические горные породы и минералы с кварцем или без него) и др.

Окраска песка зависит от преобладания в составе того или иного минерала и может быть белой, светло-серой (кварцевый песок), зелёной, зеленовато-серой (глауконитокварцевый), розовой, розовато-серой (аркоз), серой, тёмно-серой, бурой различной интенсивности и разнообразных оттенков.

Пески являются продуктами физического и химического выветривания различных горных пород, длительного и многократного перебива и сортировки обломочного материала текучими водами и морским прибоем и отложения на дне водоёмов.

Полимиктовые разновидности распространены повсеместно. Месторождения кварцевых песков есть в Ленинградской области на реках Тосна, Сясь, Луга; на Валдае, Северном Кавказе, Урале, в Брянской, Воронежской, Курской областях и др.

Кварцевые пески – сырьё для стекольной промышленности, используется в производстве силикатного кирпича, цементных растворов высокого качества, штукатурке, а также в производстве карборунда (карборунд – тугоплавкий, химически стойкий карбид кремния, твёрдость, близкая к алмазной), песчаных фильтров, как абразивный материал в пескоструйных аппаратах и для распиловки монолитов горных пород средней и низкой твёрдости, как формовочный материал в литейном производстве.

Глауконитокварцевый песок, содержащий до 6 %  $K_2O$ , – ценное калийное удобрение. Полимиктовые пески широко применяются в дорожном строительстве.

С речными песчаными отложениями бывают связаны месторождения золота, алмазов, платины, касситерита, колумбита и других ценных ископаемых. С морскими песками (и древними, и современными) ассоциируют россыпные месторождения ильменита, магнетита, циркона, рутила и др.

*Песчаник* – однородный или слоистый агрегат обломочных зёрен (песчинок) размером 0,1(0,05)–2 мм, прочно связанных между собой каким-либо минеральным цементом.



Песчаник

Структура песчаников определяется размером зерен песчаных частиц (см. табл. 84)

и носит названия: грубо-, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистая. Минеральный состав песчаников так же разнообразен, как и песков, в связи с чем и выделяют олигомиктовые и полимиктовые разновидности песчаников.

К олигомиктовым относят кварцевые песчаники (более 90 % зёрен составляет кварц), полевошпатово-слюдисто-кварцевые, глауконитокварцевые и другие, среди минералов которых главную роль играет кварц (60–90 % состава).

Полимиктовыми являются аркозовые песчаники (с преобладанием полевого шпата над кварцем), граувакки-песчаники сложного состава и др.

Физические свойства песчаников (твёрдость, прочность, плотность), как правило, зависят от состава цемента:

– опаловый, халцедоновый цемент – высокая прочность и твёрдость;

– гипсовый, глинистый, мергелистый, известковый – средняя твёрдость;

– глинистый цемент – малая прочность (порода рассыпается от мороза и влаги, размокает в воде);

– мергелистый, известковый цемент – порода вскипает с соляной кислотой.

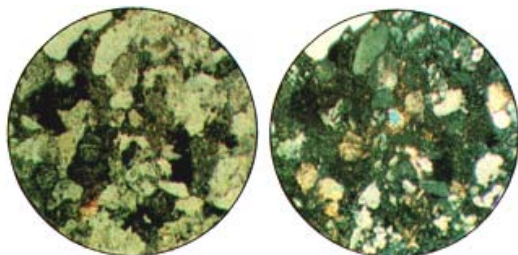
Самый распространённый цвет песчанников серый с бурым или зеленоватым (в глауконитовых песчаниках) оттенками. Кварцевые песчаники белые или светло-серые. Присутствие в составе гидратов железа придаёт песчаникам ржаво-бурюю или тёмно-красную окраску, присутствие битумов – тёмно-коричневую или чёрную, фосфатов – светло-бурюю или жёлто-бурюю окраску.

Песчаники – цементированные пески. Известковый цемент характерен для морских песчаников, железистый – континентального происхождения, глауконитовый – морских мелководных песчаников, гипсовый – песчаников озёрного или лагунного происхождения. На территории России песчаники распространены в Поволжье (от Ульяновска до Камышина), на Кавказе, во многих районах Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Кварцевые песчаники – сырьё для производства динаса – огнеупорного кирпича, флюс при выплавке меди. В зависимости от состава песчаники – сырьё для получения ферросилиция, карборунда, силумина (сплав алюминия и кремния). В строительстве – облицовочный материал, бутовый камень, щебень. Из песчаников изготавливают жернова, точильные камни. Трещиноватые и слабо цементированные песчаники бывают нередко водоносными, а в нефтеносных районах являются естественными местами (коллекторами). С грубозернистыми песчаниками (аркозовыми, кварцевыми, глауконитовыми) иногда ассоциируют окисные и карбонатные марганцевые руды с содержанием  $MnO$  до 10–20 %.

*Граувакка* [*< нем. Grau – серый и Wacke – вид породы*] – темноцветная плотная порода, состоящая из мелких слабо окатанных, плохо сортированных обломков магматических, ме-

таморфических и осадочных пород со значительным количеством цементирующего глинистого материала. Образуют мощные толщи в геосинклинальных областях.



Граувакка

Граувакка – массивная, очень крепкая разнозернистая порода полиминерального состава обломков и цемента. Цвет породы от тёмно-серого и чёрного с характерными оттенками: зеленоватым, буроватым, красноватым, лиловатым и т.п. Оттенки обусловлены наличием вторичных минералов (хлорита, эпидота, гематита и др.) и окислением в различной степени железа, содержащегося в темноцветных (пироксены, амфиболы, слюды) и рудных (магнетит, ильменит, пирит) минералах. В цементах граувакк главную роль играют глинистые минералы, окислы железа, хлорит, слюды и кремнистое вещество.

Граувакки являются продуктами размыва главным образом основных и средних вулканических пород. Их легко можно спутать с некоторыми из вулканических туфов. Практическое значение – строительный материал.

*Супесь* (название породы отражает её состав – глинистый песок) – песчаная порода с примесью глинистых частиц от 3 до 10 %.

*Алеврит* [*<* греч. *aleuron* – мука] – рыхлая мелкообломочная порода, промежуточная по составу между песками и глинами; состоит из минеральных зёрен (кварц, полевой шпат, слюды и др.) размером от 0,002 (0,005; 0,01) до 0,05 (0,1) мм.

Используется в производстве цемента и строительной керамики.

*Суглинок* (название отражает состав породы – песчаная глина) – глинистая порода с легко ощутимой примесью песчаного материала, который составляет 25–50 %; через супеси связаны переходами с песками. Песчаные примеси значительно снижают пластические свойства суглинка. Отнесение глинистого материала к супесям, суглинкам или глинам в лабораторных



Суглинок

условиях производится в соответствии с ГОСТ 25100. На строительной площадке кусок глинистого материала смачивается водой и скатывается в шарик; если шарик скатать не удалось – супесь; затем из шарика делают лепёшку, если по краям лепёшки образовались трещинки – суглинок; из глины получается цельная лепёшка.

Распространены суглинки практически повсеместно.

Суглинки, как и глины, широко применяются в производстве строительных материалов и изделий: портландцемента, известково-глинистого цемента, кладочных и штукатурных растворов, кирпича, черепицы, керамической плитки, канализационных и дренажных труб, глинобитных построек, водонепроницаемых перемычек и т.п.

*Лёсс* [*нем.* Loss – обрыв; название связано со способностью породы образовывать устойчивые отвесные обрывы, вертикальные откосы] (желтозём) – неслоистая (скрытослоистая) пористая порода, однородная известковистая горная порода светло-жёлтого или палевого цвета.

По составу преобладают (40–50 %) зёрна размером 0,01–0,05 мм (крупнопылеватые, алевритовые), частично представ-



ленные агрегатами, образовавшимися при коагуляции коллоидных и глинистых частиц (менее 0,002 мм).

Зёрна лёсса состоят из кварца, полевого шпата, в меньшей степени из слюд, роговой обманки и др.; в отдельных случаях прослоями изобилует вулканический пепел, перенесённый ветром на



Лёсс

сотни километров от вулкана. Глинистые частицы представлены гидрослюдами, коалинитом, монтмориллонитом.

Лёсс пронизан тонкими каналцами (макропорами, следами исчезнувших корней и стеблей растений). Пористость лёссов 40–50 %. Для типичного лёсса характерно покровное залегание, отсутствие прослоев галечников, наличие прослоев ископаемых почв, остатки только наземных животных.

О происхождении лёсса дискуссия идёт на протяжении около 200 лет. Кроме деятельности ветра и вулканизма, процессов в формировании лёссовых толщ, это и деятельность дождевых, талых снеговых или глетчерных вод, почвообразование, периодическое промерзание материнской породы, осаждение космической пыли, осадкообразование в реках, озёрах, морях. Наиболее популярны теории ветрового, почвенного и комплексного (ветровые, делювиальные и почвенно-элювиальные процессы) происхождения лёсса.

Пылеватые отложения, образовавшиеся в результате отмучивания и намывания тонкообломочного материала текучими водами на склонах возвышенностей или в поймах рек, называются лёссовидными суглинками.

Из физических свойств лёсса кроме пористости ещё следует отметить, что порода очень мягкая (легко истирается

пальцами в тонкий порошок), сухая (не жирная), вскипает под действием соляной кислоты.

Основная, критическая особенность лёссовых и лёссовидных отложений – резкое падение прочности структурных связей между частицами при увлажнении, что приводит к появлению просадочности и развитию лёссового псевдокарста, потере общей устойчивости массивов.

«Водобоязнь» лёсса обуславливает зависимость его свойств (прочности, просадочности, сопротивления сжатию и сдвигу) от окружающей среды (климата, рельефа, условий образования). В засушливых районах в лёссе хорошо сохраняются вертикальные обрывы и откосы.

*Алевролит* [*< греч. aleuron – мука и lithos – камень*] – цементированная осадочная порода, сложенная более чем на 50 % частицами алевритовой фракции (0,002–0,01 мм); уплотнённая и претерпевшая некоторые диагенетические изменения.



Алевролит

По составу алевролиты занимают промежуточное положение между песчаниками и глинами. Они содержат больше кремнезёма, но меньше глинозёма, калия и воды, чем глины; и меньше кремнезёма, чем пески. Алевролиты редко состоят из чистого кварцевого алеврита; они часто содержат в большом количестве слюду или

слюдистые или глинистые минералы и хлорит; могут присутствовать полевые шпаты; иногда присутствуют карбонаты и железистые минералы, придающие жёлтую или бурую окраску; обычно цвет алевролитов серый, чёрный, красно-коричневый, зеленоватый.

Используется алевролит в качестве сырья для производства цемента (глинистый компонент), кирпича и керамзита.

*Глины.* Глинистые породы – самые тонкие по зерновому составу осадочные породы (размер их частиц менее 0,002 мм). По происхождению они могут быть обломочными – флювиальными, ледниковыми, флювиогляциальными, элювиальными (остатки кор выветривания, склоновые), а также как результат химического разложения с переходом вещества в коллоидное состояние. На этом основании при классификации типа осадочных пород выделяется класс «Коллоидно-осадочные породы». В химической классификации к коллоидным частицам относятся частицы размером менее 100 нм, или менее 0,0001 мм, т.е. в 20 раз меньше, чем допускает критерий для глинистых частиц. Глинистые частицы могут образовывать коллоидные системы, но их размер должен быть менее 0,0001 мм и таких весьма мало.

Глина состоит из одного или нескольких глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита, галлуазита или других слоистых алюмосиликатов, но может содержать также в качестве примесей песчаные и карбонатные частицы. Глинозём и кремнезём составляют основу состава породообразующих минералов, основным из которых в глине, как правило, является каолинит.

Цвет глин разнообразен и обусловлен главным образом их окрашивающими примесями минералов-хромофоров (элементов-хромофоров) или органических соединений. Большинство чистых глин белого или серого цвета, но обычны и глины жёлтого, красного, синего, зелёного, чёрного, коричневого, лилового и других цветов.

*Каолин* (каолинитовая глина) (названа по хребту Као-Лин в Китае, где в древности добывали



Каолин

белую глину для фарфора) – белая или светлоокрашенная глина, состоящая из минерала каолинита.

В сухом виде кусковатая слабосвязанная, реже – прочная порода.

На ощупь жирная, липкая, пачковитая; твёрдость низкая; в увлажнённом состоянии малопластичная, не разбухает или разбухает очень слабо. Цвет белый, желтовато-белый, светло-серый, при наличии примесей – разнообразный, до чёрного. Порода высокоогнеупорна ( $t_{пл} = 1700 \pm 30$  °С). После обработки щёлочью способна поглощать жиры и другие вещества.

Образуется при химическом выветривании гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, аркозовых песчаников и других пород, содержащих полевые шпаты. Каолиновая кора выветривания покрывает материнские породы мощным (до 100 м) плащом на обширных территориях. Кроме того, каолинистая глина образуется в результате размыва кор выветривания текучими водами и переотложения материала в прибрежно-морской и озёрно-лагунной обстановке линзовидные залежи мощностью до 10–15 м. На территории России каолинистые глины встречены на Урале (Челябинская область), в Воронежской области, Красноярском крае, в некоторых районах Восточной Сибири, Приморского края.

Чистый каолин – сырьё для производства фарфора, фаянса, тонкой керамики, архитектурных керамических изделий; наполнитель в производстве бумаги, резины. Применяется также в получении алюминия, сернокислого глинозёма, применяемого в фильтрах очистки питьевой воды; в производстве ядохимикатов (дуста, ДДТ и др.), в парфюмерии, косметической промышленности (изготовление грима, пудры, зубного порошка, паст и мазей), производстве грифелей для карандашей. Каолинистые глины – основа для производства огнеупорных материалов, кислотоупорных изделий (труб, кирпича, сосудов); в металлургии для изготовления форм; для изготовления корундовых и карборундовых абразивов и других изделий.

*Валунная глина* – глина ледникового происхождения, представляющая собой смесь глин, алевролита, песка, гравия, валунов, обломков горных пород разного размера. Для валунной глины характерны серая и бурая окраска, отсутствие слоистости, иногда тонкопластинчатая горизонтальная отдельность (следствие давления ледника). Глинистое вещество состоит главным образом из гидрослюд и хлорита с примесью каолинита и монтмориллонита. Валунные глины развиты в северо-европейской части России; их месторождения разрабатываются в основном для производства кирпича и строительной керамики.

*Отбеливающие глины* (сукновальные глины, фуллерова земля) – горные породы с резко выраженными сорбционными свойствами. Их способность поглощать высокомолекулярные вещества (пигменты, слизи, мути, смолы и др.) позволяет применять их для очистки различных веществ (жидкостей) от красящих и других вредных и загрязняющих веществ.

Отбеливающие глины представлены бентонитовыми глинами (бентониты) обычно монтмориллонитового состава или кремнистыми породами (диатомит, трепел, опока). Активация отбеливающих глин кислотами повышает их сорбционные свойства в несколько раз. В отличие от глин кремнистые породы после активации своих сорбционных свойств не повышают.

Используют отбеливающие глины главным образом при очистке и крекинге нефти, для очистки растительных масел, жиров, фруктовых соков, витаминов, антибиотиков. Сахарная промышленность использует главным образом диатомиты.

До 30-х гг. XIX в. отбеливающие глины широко использовались в производстве сукна, отсюда и пришло название «сукновальные глины».

*Монтмориллонитовая (сукновальная) глина* (названа по составу) – горная порода с ярко выраженными сорбционными свойствами, способностью поглощать воду, жиры, пигменты,



Монтмориллонитовая глина

органические примеси; эта способность резко усиливается при активации глины кислотами. Монтмориллонитовая глина имеет восковидный облик; в увлажнённом состоянии проявляет липкость и моющие свойства. Твёрдость низкая (царапается ногтем); окраска светлая,

иногда слабо просвечивает в тонких сколах. Состоит главным образом из монтмориллонита. По составу и взаимодействию с водой выделяют разновидности:

- бентонитовая глина (бентонит) – сильно разбухает в воде (в 8–10 раз), жадно впитывает воду и образует желеобразную массу;

- флоридиновая глина (отбеливающая земля) – не разбухает и не размокает в воде, обладает моющими свойствами.

По происхождению монтмориллонитовые глины представляют собой:

- продукт химического выветривания основных и ультраосновных магматических пород, вулканических туфов, известняков, доломитов и других пород, богатых кальцием, магнием и железом, в условиях сухого климата;

- продукт подводного выветривания вулканических пеплов или туфов в глубоководной части моря;

- продукт размыва остаточных залежей глин и переотложения материала в сильно засоленных замкнутых озёрах или лагунах совместно со скоплениями гипса и каменной соли.

На территории России встречен на Южном Урале, в Прикамье, Поволжье, Приморском крае. Монтмориллонитовая глина, активированная кислотой, используется в лёгкой и пищевой промышленности как отбеливающий материал, для очистки сиропов, патоки, пива, соков, вин, растительных ма-

сел, нефтепродуктов; обезжиривания и при нанесении разноцветных рисунков на хлопчатобумажные ткани, как добавка к мылам, повышающая их качество; в производстве лекарственных пилюль и средств борьбы с сельскохозяйственными вредителями. В металлургии – как формовочная смесь; в производстве фарфорофаянсовых изделий, черепицы, керамзита – как основной материал или добавка; при бурении разведочных скважин – как глинистый раствор.

*Бентонит* (по названию г. Форт-Бентон, штат Монтана, США, в районе которого впервые была обнаружена эта глина) – глина, состоящая в основном из минералов группы монтмориллонита (реже палыгорскита) и диспергирующая в воде до коллоидного состояния.



Бентонит

В качестве примесей могут присутствовать гидрослюда, каолинит, палыгорскит, цеолиты и другие минералы.

Бентонит обладает повышенной связующей способностью и сорбционной активностью. По происхождению может быть:

– продуктом гидротермального метасоматизма или подводного преобразования вулканических пеплов и туфов и других вулканогенно-осадочных пород, образуя при этом гидротермально-метасоматический или вулканогенно-осадочный тип месторождений;

– продуктом переотложения и диагенеза продуктов размыва кор выветривания и раскристаллизации коллоидно-дисперсных продуктов с образованием терригенно-осадочного типа месторождений.

Щелочные бентониты отличаются высокой пластичностью и разбухаемостью (примерно в 8 раз). Цвет слабо изме-

нённых бентонитов от белого до светло-зелёного, светло-синего; по мере выветривания цвет становится кремовым, а затем жёлтым, красным или коричневым. На ощупь бентонит жирный, мылкий.

Бентонит находит широкое применение во многих отраслях промышленности. В строительстве используются глинистые бентонитовые растворы для устройства фундаментов методом «стена в грунте»; из бентонитовых глин производят высококачественный керамзит – утеплитель и крупный наполнитель лёгких бетонов.

Используется при устройстве геологических скважин и в горнодобывающей промышленности – для приготовления буровых растворов. В литейном производстве – для получения формовочных смесей и облицовки вагранок шамотным кирпичом. В керамическом производстве – для придания фарфоровым, фаянсовым и керамическим изделиям высокой прочности. В пищевой промышленности – для очистки питьевой воды, пива, соков, сиропов. В медицине и фармакологии – для изготовления таблеток, паст, кремов, присыпок; в парфюмерии. В сельском хозяйстве – для улучшения структуры почв в качестве носителя основных питательных веществ.

Активированный бентонит используется как катализатор при крекинге нефти и как адсорбент при очистке продуктов нефтепереработки.

Требования к бентониту сводятся к определению дисперсности, размокания в воде, связующей и адсорбционной способности.

*Аллиты* [алюминий и < греч. lithos – камень] – глинистые породы, состоящие преимущественно из гидроокисей алюминия, содержание глинозёма превышает содержание кремнезёма, порода промежуточного состава между каолиновой глиной и бокситом. Высокое содержание глинозёма в породе позволяет использовать аллиты в производстве огнеупорных изделий.



*Бокситы* (название по местности Ле-Бо на юге Франции, где впервые обнаружены их залежи) – горная порода, алюминиевая руда, состоящая в основном из гидроокислов алюминия, окислов и гидроокислов железа и глинистых минералов. Основные породообразующие (рудооб-



Боксит

разующие) минералы бокситов: диаспор, бёмит, гётит, гиббсит, гидрогётит, гидрогематит, каолинит, шамозит, хлориты, рутил, анатаз, ильменит, алюмогётит, сидерит, кальцит, слюды.

Выделяют бокситы плотные (каменистые), пористые, землистые, рыхлые, глиноподобные. Структуры обломочные (пелитовые, песчаниковые, гравелитовые, конгломератовые) и конкреционные (оолитовые, пизолитовые, бобовые). Текстуры колломорфные (однородные, слоистые и т.д.). Плотность бокситов от  $1,8 \text{ г/см}^3$  (рыхлые бокситы) до  $3,3 \text{ г/см}^3$  (каменистые бокситы).

На территории России известны месторождения бокситов в Архангельской, Ленинградской, Белгородской областях, на Урале (в Свердловской и Челябинской областях), в Восточной Сибири и в Восточном Саяне.

*Полимиктовая глина* (названа по составу) – порода в сухом состоянии землистая, кусковатая, легко рассыпающаяся. В воде не набухает, распадается при замачивании на комочки и мелкие чешуйки. На ощупь бывает как жирной, так и сухой (тощей). Цвет серый, коричневато-серый, красноватый, зеленоватый, голубовато-серый, пёстрый. Порода низкой твёрдости.

Полимиктовая глина состоит преимущественно из гидрослюд с разнообразными примесями. К глинистым частицам часто наблюдается примесь песчаного материала. Может быть как тугоплавкой, так и легкоплавкой. Одна из частых разновидностей полимиктовых глин – ленточные глины.

Полимиктовые глины – продукт химического выветривания горных пород в условиях холодного и умеренно-холодного, полусухого и влажного климата; также его происхождение связано с деятельностью ледников; откладывается на дне озёр и речных долин, на склонах возвышенностей. Широко известны также полимиктовые глины морского происхождения, бывшие ранее илистыми осадками, которые образовались вследствие быстрой коагуляции выносимых реками коллоидных частиц глинозёма и кремнезёма, попадающих в солёную морскую воду.

На территории России месторождения полимиктовых глин встречаются в Ленинградской области, Центральных районах, в Поволжье и др.

Полимиктовые глины применяют в производстве строительных материалов (кирпича, керамической плитки, труб дренажных и канализационных, известково-глинистых кладочных растворов), в производстве глиноизвесткового и портландцемента, глинистых растворов при бурении скважин.

*Сухарная глина* (названа по физическим свойствам породы) – каменистая, крепкая, пористая и хрупкая порода, раска-



Сухарная глина

лывающаяся на остроугольные куски. Излом неровный, раковистый; твёрдость средняя; в воде не размокает, но обладает липкостью; цвет белый, светло-серый; огнеупорность высокая.

Состоит сухарная глина преимущественно из каолинита. Образуется в результате раскристаллизации гелей глинозёма и кремнезёма, выпавших в осадок в озёрных водоёмах.

Широко распространена в Новгородской области, в Подмосковном каменноугольном бассейне; применяется в производстве огнеупорных изделий.

*Аргиллит* [*< греч. argillos – глина и lithos – камень*] – камнеподобная, очень плотная порода средней твёрдости.

Отдельность остроугольно-кусковатая, скорлуповатая, тонкоплитчатая или листоватая, часто непараллельная слоистости. Плитчатые аргиллиты иногда называют глинистыми сланцами.



Аргиллит

Состав полимиктовый или преимущественно гидрослюдистый, реже каолиновый. Образуется в результате уплотнения, обезвоживания и цементации глин. От алевролитов отличается большей твёрдостью, неразмокаемостью в воде и более тёмной окраской. Применяется в качестве сырья для производства цемента, керамзита, реже строительной керамики. Каолиновые аргиллиты используются для производства огнеупорных изделий.

### **7.3. Органогенные осадочные горные породы**

Органогенные породы [*< греч. organon – орган и genes – рождение*] (биогенные породы, биолиты) – осадочные породы, состоящие из остатков животных и растений и продуктов их жизнедеятельности.

Биолиты – горные породы, состоящие из остатков вымерших животных (зоогенные породы), растений (фитогенные породы) или продуктов их жизнедеятельности. Различают го-

рючие биолиты-каустобиолиты (горючие сланцы, угли, нефть) и негорючие биолиты – акаустобиолиты (мел, известняк). Данное определение из словаря иностранных слов последнего издания можно было бы назвать синонимом термина «органогенные горные породы», если из примеров каустобиолитов убрать нефть (жидкость всё-таки, но никак не ...лит). Кстати, в издании словаря 1955 г. определение «биолиты» описано так: «Биолиты [*греч. bios – жизнь и lithos – камень*] – минералы и горные породы, образовавшиеся в результате жизнедеятельности организмов, например, известняк, уголь, фосфориты и др.»

Структура органогенных пород чаще всего цельнораковинистая (биоморфная), органогенно-детритовая, образованная угловатыми обломками раковин; вторичная, появившаяся при изменении зёрен вторичными процессами, а также смешанная, мелко- и тонкозернистая.

*Детрит* [*лат. Detritus – истёртый*] – органогенный обломочный материал в осадках или в осадочных горных породах, образовавшийся из фрагментов тканей растений, раковин, скелетных частей животных и их выделений, других скелетных образований вымерших организмов, иногда являющийся породообразующим (детритусовые известняки).

Детриты – мелкие частицы органического или частично минерализованного вещества, взвешенные в воде или осевшие на дно водоёма; в нём живут микроорганизмы; служат пищей животным детритофагам.

Органогенные горные породы образуют геологические тела различной формы (линзы, биогермы, биостромы и др.).

*Биогермы* [*греч. bios – жизнь и herma – подводная скала, холм*] – массивные куполообразные (бугры, холмы) скопления карбонатного вещества, образованные прикреплёнными организмами (кораллами, губками, мшанками, водорослями и др.), отлагающими известь и сохраняющими после отмирания фиксированное положение; достигают сотен метров в высоту и нескольких километров по горизонтали; форма от линзовид-

ной до штоковидной. Образование биогермов происходит одновременно с накоплением синхронных осадков, толщина которых всегда меньше толщины биогермов; служат основой рифообразования; встречаются в морских и пресноводных отложениях.

*Биостромы* [< греч. stroma – настил] – образования в виде линз или пластов на дне морей, сложенные остатками организмов, достигают протяжённости в сотни метров. По составу биостромы представляют собой биогермные известняки. Совокупность последовательно нарастающих по времени биостромов называют биостромовым массивом или биостелом [< греч. stele – столб].

По вещественному составу в органогенных породах выделяют карбонатные (известняк, мел и др.), кремнистые (диатомит, радиорялит и др.), фосфатные (ракушечник, фосфориты), карболиты (торф, ископаемые угли, горючие сланцы, шунгиты и др.).

Многие органогенные и хемогенные породы имеют различные примеси. Поэтому многие учёные-геологи относят их к биохимическим породам.

***Карбонатные органогенные породы.*** Карбонатные горные породы органогенного генезиса сложены преимущественно кальцитом, реже арагонитом, с примесью кремнезёма, глинистых и песчаных частиц, оксидов железа, магнезия и др. Составляют в основном из цельных раковин или их обломков (детрита), цементированных карбонатным веществом. Широко распространены известняк и мел. Органогенные известняки залегают пластами значительной мощности в несколько десятков метров. Структуры весьма разнообразны, главными из которых являются цельнораковинная (биоморфная), органогенно-детритовая, образованная угловатыми обломками раковин, вторичная, появившаяся при изменении зёрен вторичными процессами, а также смешанная. Текстура известняка однородная, слоистая, а также (реже) пористая, кавернозная и др.

Повышение в известняке содержания примесей ведёт к образованию пород смешанного состава: соответственно доломитового, кремнистого, глинистого, песчанистого известняка, мергеля, битуминозного известняка и т.д.

Порода каменная, прочная; твёрдость средняя (нож оставляет заметную царапину); излом неровный; в воде не размокает; бурно реагирует (вскипает) с HCl. Цвет обычно белый, светло-серый, реже тёмно-серый и чёрный (влияние примеси углистого вещества или битума), жёлто-бурый (в связи с примесью гидроокислов железа), зеленоватый (из-за глауконита).

Органогенные известняки распространены в Крыму, на Черноморском побережье Кавказа, в Приуралье.

*Известняк-ракушечник* – лёгкий, пористый или ноздреватый; белый, жёлтый или серый; почти целиком сложен крупными (0,5–2 см) раковинами моллюсков или их обломками.



Известняк-ракушечник

морские лилии и др.

*Известняк фораминиферовый*, сложенный раковинами фораминифер семейства корненожек отряда саркодовых, царства простейших. Раковины морских корненожек устилают примерно 1/3 дна Мирового океана и составляют около 3/4 всех океанических осадков. Они образовали мощные слои известняков и мела. Из известняка, сложенного раковинами фораминифер, осевших когда-то на дно моря, которое было на

*Известняк рифовый* – чрезвычайно богатый и разнообразный в отношении остатков исходной фауны: кораллы, морские кишечнополостные (гидроиды), морские кишечнополостные класса коралловых полипов, слагающие коралловые сооружения (коралловые рифы) и даже коралловые острова; мшанки (колонии из множе-

месте современной пустыни Сахары, построены пирамиды египетских фараонов.

*Мел* – тонкозернистый, мягкий, землистый, белый или желтоватый известняк, состоящий из мелких обломков и целых скелетов микроорганизмов (кокколитов, фораминифер и др.). Применяется мел в цементной, стекольной, резиновой и других отраслях промышленности.

На территории России мел встречается в Воронежской, Курской, Белгородской областях, в Среднем и Нижнем Поволжье.

***Кремнистые органогенные породы (конкреционные силициты).*** Породы кремнистые сложены опалом, минералами группы халцедона и осадочным кварцем. Образуются они в морях, реже в озёрных водоёмах, при непосредственном отложении раковин и скелетов диатомовых водорослей, радиолярий, губок и других организмов, концентрирующих в своих скелетах и раковинах опал. Среди них выделяются пластовые породы и конкреционные, сложенные кремнистыми желваками (конкрециями).

К кремнистым органогенным породам относят радиолярит, спонголит, диатомит, трепел, опоку, кремь, кремнистый сланец, яшму. В этом разделе рассмотрим диатомит, спонголит, радиолярит. (Другие рассмотрены в разделе о смешанных горных породах.)

*Диатомит* [< греч. diatomos – рассечённый надвое] (инфузорная земля, кизельгур, горная мука) – лёгкая тонкопористая кремнистая порода, состоящая из створок-половинок наружных оболочек диатомей (диатомовых водорослей). Порода рыхлая или плотная, состоит в своей основной массе из опаловых створок диатомовых водорослей или их обломков. Размер частиц по разным данным 0,001–0,01; 0,03–0,15 мм. По составу диатомит – цементированные опалом остатки панцирей; содержание SiO<sub>2</sub> (опал) 62–97 %; в качестве постоянной примеси присутствуют глинистые минералы. Содержание песчано-алевритового материала не превышает 3–10 %. Образуется



Диатомит

диатомит из ископаемого диатомового ила, накопившегося в морях и озёрах. В стратиграфическом разрезе диатомит встречается начиная с меловой системы, широко распространён в кайнозойских отложениях. На территории России месторождения диатомита известны на Кольском полуострове, Дальнем Востоке, восточном

склоне Урала, в Среднем Поволжье. Почти половина запасов находится в Ульяновской области.

Цвет белый, светло-серый или желтоватый, либо тёмно-серый до чёрного, иногда окраска пятнистая. Порода пористая (пористость до 92 %), лёгкая (плотность 0,4–0,95 г/см<sup>3</sup>), плавает на воде. Землистый; однородный или слоистый; плотный или рыхлый. Твёрдость низкая, легко растирается пальцами в порошок; маркий.

Диатомит – адсорбент для очистки сиропов, соков, масел, нефтепродуктов и др. (высокая пористость позволяет поглощать различные коллоидные вещества из растворов); служит гидравлической добавкой в поргланцемент, обеспечивая долговечность подводных железобетонных сооружений и плотин, а также добавкой при изготовлении лёгких бетонов, керамических и теплоизоляционных изделий в смеси с вермикулитом, асбестом, минватой, что обеспечивает звуко- и теплоизоляционные свойства материала; применяется как наполнитель в производстве пластмасс, резины, сургуча, спичек; в тонкоразмолотом виде полировальный порошок.

*Инфузорная земля.* Все простейшие (к ним относятся в том числе и диатомеи, радиолярии, фораминиферы и др.) при открытии были названы инфузориями [< лат. Infusum – настой]. Открытие простейших было сделано в 1673 г. Антони



ван Левенгуком, когда он рассматривал под микроскопом перцовый настой, отсюда и название. Инфузорной землёй вместе с диатомитом называют также трепел (чаще других пород) и опоку.

*Кизельгур* – немецкое название инфузорной земли.

*Радиолярит* – слабо сцементированная органогенная кремнистая глубоководная порода серого, желтоватого или красноватого цвета, состоящая более чем на 50 % из скелетов радиолярий размерами 0,01–1,0 мм и более с примесью фосфатного, глинистого, иногда алевритового материала, остатков панцирей диатомей, кремниевых губок и др.

Образуются радиоляриты из ископаемого радиоляриевых ила, накопившегося на дне морей. Радиоляриты связаны постепенными переходами с трепелами, диатомитами и с некоторыми яшмами, богатыми остатками скелетов радиолярий. Радиоляриты нередко встречаются в геосинклинальных толщах или реже на платформах. На территории России радиоляриты известны среди меловых отложений Поволжья, на Урале.

*Спонголит* – органогенная кремнистая порода, состоящая более чем на 50 % из спикул кремниевых губок. Цемент у них кремнистый из округлых опаловых телец, или глинистый, нередко включает вторичный халцедон.

**Фосфатные органогенные породы.** Фосфатные органогенные породы не имеют большого распространения. К ним относятся фосфатные ракушечники и гуано, а также фосфориты, которые рассматриваются нами в группе смешанных осадочных пород.

*Фосфатный ракушечник* – скопления раковин силурийских брахиопод (плеченогих) и скопления костей ископаемых позвоночных (костяные брекчии), известные в отложениях разного возраста.

*Гуано* – разложившийся в условиях сухого жаркого климата помёт морских птиц; применяется как азотное и фосфор-

ное удобрение. Гуано называют искусственные удобрения, изготовляемые из отходов рыбного производства.

**Углеродистые органогенные породы (каустобиолиты).**

Каустобиолиты – твёрдые органогенные горючие горные породы (торф, горючие сланцы, ископаемые угли, природные битумы).

*Торф* – органогенная горючая порода, состоящая из остатков растений, в разной степени разложившихся и обугленных, перемешанных с глиной, песком и гумусовым веществом.



Торф

Содержание углерода около 60 %, водорода – 20 %; зольность до 60–70 %, влажность в воздушно-сухом состоянии до 20 %.

Структура торфа обычно волокнистая; текстура однородная, иногда слоистая, листоватая или пористая; кусковатый, слабо связанный, легко ломается руками. Цвет бурый до чёрного; плотный или пористый; твёрдость низкая. Лёгкий (плотность 0,7–0,75 г/см<sup>3</sup>). Гигроскопичен; горюч (теплотворная способность кусковатого торфа 2650–3120 ккал/кг).

Разновидности торфа по составу растительных остатков: моховой, сфанговый, осоковый, травянистый, деревянистый (из остатков стеблей и корней растений). По условиям образования торфа:

- болотный (содержание воды до 90 %);
- лесной – рассыпчатый сухой материал;
- луговой – травянистый, образовавшийся на затопляемых лугах.

Торф – продукт бактериального разложения растительных остатков в болотах, образующийся из растений под слоем воды (без доступа воздуха) при активной биохимической деятельности микроорганизмов. Наиболее благоприятная обста-

новка для образования мощных накоплений торфа – умеренный климат с избыточным увлажнением.

Торф – единственный вид природного топлива (кроме дров, разумеется). Рост торфяников составляет в среднем 1–3 мм в год, что соответствует ежегодному увеличению запасов сухого торфа в 2 т/га. Масштабы добычи торфа в России примерно равны темпам увеличения его запасов. Запасы торфа в России составляют более 60 % мировых запасов. Основные российские запасы сосредоточены в Западной Сибири и на Севере, однако в добыче торфа главную роль играют центральные районы России.

Торф – один из исходных продуктов для образования путём метаморфизма (углефикации) бурых и каменных углей. Время, необходимое для формирования торфяных залежей, измеряется тысячелетиями, для образования из торфяных залежей ископаемых углей требуются многие миллионы лет.

Торф – распространённый вид топлива местного значения, употребляется в виде кускового или брикетированного материала; сырьё для получения горючего газа, аммиака, уксусной кислоты, дёгтя и некоторых химических продуктов; удобрение в сельском хозяйстве, грязелечебное средство и др.

*Гумус* [*лат. gutus – земля, почва*] – перегной – органическая часть почвы, образовавшаяся в результате биохимического превращения животных и растительных остатков; содержание гумуса – показатель плодородия почвы.

*Ископаемые угли* – твёрдые каустобиолиты, являющиеся продуктами изменения (метаморфизма) остатков высших растений, в меньшей степени простейших организмов и используемые в промышлен-



Ископаемые угли

ности в качестве энергетического топлива, технологического и химического сырья.

Из трёх видов ископаемых углей: гумусовых, липтобиолитов и сапропелитов наиболее важные и распространённые – гумусовые и сапропелевые угли.

*Гумусовые угли (гумолиты).* Гумусовые угли, используемые в промышленности: бурый, каменный угли и антрацит; в такой последовательности гумолиты располагаются по степени метаморфизма (углефикации) – степени переработки древесной части высших растений (стволов, стеблей, ветвей).

Гумусовые угли состоят из продуктов переработки стенок клеток древесины: целлюлозы [*< лат. cellula – клетка*] – «арматуры», оболочки древесных клеток и лигнина [*< лат. lignum – дерево*] – наполнителя («бетона») стенок клетки. Степень метаморфизма (углефикации) гумусового органического вещества обозначается тремя стадиями метаморфизма (углефикации): торфяная, буроугольная и каменноугольная.

*Бурый уголь* (назван по цвету угля и по цвету его черты) – продукт переработки остатков высших растений (частей деревьев), отличается хорошей сохранностью отдельных фраг-



Бурый уголь

ментов этих растений, обычно очень мелких, видимых и различимых только под микроскопом, но иногда невооружённым глазом. Структура бурого угля аморфная, текстура однородная или слоистая. Бурый уголь состоит из гуминовых кислот с примесью углеводов и высокомолекулярных углероди-

стых веществ (карбонидов). Многие бурые угли сильно битуминизированы; иногда содержание лёгких углеводов составляет до 40–50 %.

Бурый уголь рыхлый, землистый, кусковатый (слабо связанный) или плотный. Цвет коричневый, от светлого (рыхлые разности) до тёмного (плотные разности); черта светло-бурая до буровато-чёрной; блеск тусклый, полуматовый; твёрдость низкая, средняя; излом землистый, иногда полураковистый; плотность 1,1–1,2 г/см<sup>3</sup>. Теплотворная способность 5–6 Мкал/кг.

Залегает слоями, пластообразными залежами, линзами. На долю бурых углей приходится примерно 35 % суммарных запасов ископаемых углей в России. Главные буроугольные бассейны: Ленский, Канско-Ачинский, Кузнецкий, Тунгусский, Турганский, Подмосковский.

Бурый уголь – энергетическое топливо местного значения и ценное химическое сырьё. При сухой перегонке получают полукокс, до 20 % первичных смол (дёгтя), горючий газ; из смолы вырабатывают горный воск.

*Каменный уголь* – продукт последующей переработки (углефикации) остатков высших растений и бурых углей. Название по каменистому облику и высокой (для углей) твёрдости.

Структура аморфная; текстура полосчатая, слоистая, часто тонкослоистая из-за чередования блестящих и матовых разновидностей.

В отличие от бурого угля не содержит гуминовых кислот, которые в каменном угле преобразуются в карбоиды – сильно уплотнённые высокомолекулярные неуглеводородные соединения углерода.



Каменный уголь

Промышленно важные свойства углей, определяемые степенью их углефикации – горючесть, калорийность (теплота сгорания), спекаемость, способность к коксованию и др. По составу большей степенью углефикации обладают угли, обед-

нённые летучими веществами и углеводородными соединениями (битумами), но и более углеродистые. Каменный уголь содержит: летучих веществ 9–27 %, углерода 85–92 %. По характеру кокса – в каменных углях кокс порошкообразный, слипшийся, слабо спекающийся.

Цвет каменного угля чёрный, тёмно-серый; черта чёрная; блеск матовый, шелковистый, смолистый (для углей низкой степени углефикации), стеклянный (средней), металлический (высокой). Плотный, прочно связанный; нередко хрупок, легко раскалывается по многочисленным трещинам отдельности; плотность 1,2 г/см<sup>3</sup>; теплота сгорания более 5700 ккал/кг (5,7 Мкал/кг).



Антрацит

*Антрацит* [< греч. anthrax (anthrakos) – уголь] – ископаемый уголь наиболее высокой степени углефикации (метаморфизма) в ряду каменных углей.

Состоит антрацит из органики высшей степени переработки с включением рассеянных графитовых частиц.

По внешнему облику разительно отличается от других каменных углей.

Цвет чёрный со стально-серым, желтоватым (золотистым) или красноватым оттенками; черта чёрная; блеск сильный металлический (золотистый), иногда с пёстрой побегалостью; излом раковистый, неровный; твёрдость средняя, максимальная среди всех углей; плотность 1,5–1,7 г/см<sup>3</sup>; содержание углерода 89,5–96,5 %; теплотворная способность 8,1–8,4 Мкал/кг (33,8–35,2 МДж/кг). Загорается трудно, горит слабым бездымным пламенем вследствие малого выхода летучих веществ; не спекается (нет битумов).

Если каменные угли образуются в результате преобразования бурых углей, то дальнейшее изменение (карбонизация) углей – образование графита.

Каменные угли и антрацит залегают так же, как бурый уголь. На территории бывшего СССР сосредоточено более 50 % общемировых запасов ископаемых углей. Из общесоюзных запасов углей более 70 % приходится на Россию (большая часть сосредоточена в Сибири). Богаты углем также Украина и Казахстан. Около 65–70 % российских запасов составляют каменные угли, остальное – бурые. На долю коксующихся углей приходится 25,8 % запасов. Главнейшие каменноугольные бассейны на территории России: Тунгусский, Ленский, Кузнецкий, Таймырский, Печорский, Иркутский, Южно-Якутский и др.

По технологическому применению каменные угли делятся на химические, энергетические и металлургические.

К химическим углям относятся преимущественно угли низкой степени углефикации с высоким выходом летучих веществ, они идут на коксование.

Энергетическими являются большинство углей различной, преимущественно высокой степени углефикации. Они используются для топок стационарных паровых котлов, паровозов, судов морского и речного флотов.

Наиболее ценные металлургические угли включают коксовые и близкие к ним марки. Угли почти всех марок применяют для газификации. Из некоторых видов антрацитов путём обжига без доступа воздуха получают продукт, пригодный для применения в доменной плавке. Кроме того, антрацит используется в электродной промышленности.

*Сапропелиты.* Сапропелиты – ископаемые угли, продукты метаморфической переработки гнилых илов, сапропелей, в которых органическое вещество представлено разложившимися остатками простейших (одноклеточных) организмов. К сапропелитам относятся собственно сапропелевые

угли, имеющие сравнительно низкое распространение и использование, а также горючие сланцы – наиболее важные в практическом отношении сапропелиты.

Сапрокола – лёгкая осадочная горная порода, образовавшаяся при уплотнении и высыхании сапропелей.

*Горючий сланец* (назван по текстуре и горючим свойствам) – горная порода по составу типа аргиллита или мергеля, пропитанного органическим битумоносным веществом – про-



Горючий сланец

дуктом разложения ослизнённых зелёных и сине-зелёных водорослей, простейших одноклеточных спор и др.

Структура породы тонкозернистая, размер частиц менее 0,01 мм. Текстура сланцеватая, тонкослоистая.

Горючий сланец характеризуется высоким содержанием водорода (7–8 %) и летучих веществ (30–70 %), представленных углеводородами, углекислым газом, парами воды, сероводородом.

Цвет светло-каштановый, тёмно-серый, чёрный; твёрдость средняя и низкая; отдельность плитчатая, соответствующая тонкой слоистости. Легко загорается, горит коптящим пламенем, испуская запах, напоминающий запах жжёной резины. Теплотворная способность 2,7–3,5 Мкал/кг.

Горючие сланцы залегают слоями, пачками среди осадочных пород. На территории бывшего СССР месторождения известны в Эстонии (Кохтла-Ярве, местное название – кукерситы); в России – в Псковской, Ленинградской и Костромской области, Иркутском угольном бассейне. На долю месторождения Кохтла-Ярве приходится более половины запасов горючих сланцев бывшего СССР.



Горючий сланец – твёрдое топливо низкого качества из-за большого содержания (примерно 50 %) золы, обладающей вяжущими свойствами и применяемой в промышленности стройматериалов. В качестве топлива используется около половины добываемых горючих сланцев. Вторая половина перерабатывается на горючий газ, газобензин, технические масла и различные химические продукты (смолы, краски, серу, фенол, гипосульфит и др.).

*Природные битумы.* Битумы – природные органические соединения, преимущественно углеводороды, образующиеся при процессах анаэробного (без доступа воздуха) изменения содержащихся в органических остатках жиров и жироподобных веществ (т.е. при процессах битумизации, а также продукты последующего изменения (окисления, полимеризации) углеводородов.

Важнейшие компоненты битумов: масла, смолы, асфальтены, карбоиды. К твёрдым битумам относятся: мальта, озокерит, асфальт, а можно добавить и шунгит.

*Мальта* – малораспространённый вязкий битум, промежуточный между нефтью и асфальтами, содержащий 40–65 % масляных компонентов.

*Шунгит* – минеральное вещество, состоящее из аморфного углерода и сильно диспергированного графита, с примесью органических веществ; продукт воздействия интрузива на битуминозные осадки. Чёрный, блестящий; твердость около 4; плотность 1,84–1,98 г/см<sup>3</sup>.



Шунгит

Заполнитель лёгких бетонов – шунгизит.

*Озокерит* [< греч. ozo – издаю запах и keros – воск] (горный воск) – минеральное вещество, состоящее из группы угле-

водородов парафинового ряда; образуется при выпадении (кристаллизации) части парафинов, содержащихся в нефти, вызванного быстрым удалением по трещинам растворённых в нефти газов.

Структура озокерита аморфная, текстура однородная.



Озокерит

В составе твёрдые углеводороды парафин, церезин, в подчинённых количествах (до 40 %) – лёгкие масла, смолы, асфальтены. Содержит 84–85 % углерода, водорода – 14–15 %, кислорода, азота и серы в сумме – 1,5–2,0 %.

Цвет светло-жёлтый, зеленовато-белый, бурый, чёрный.

По консистенции может быть твёрдым и хрупким или мягким и пластичным, мазеобразным. Твёрдость низкая (с трудом, но царапается ногтем); плотность 0,85–0,97 г/см<sup>3</sup>. Излом зернистый, иногда занозистый. Температура плавления 50–100 °С, воспламеняется на огне и сгорает без остатка ярким пламенем с обильной копотью. Растворяется почти во всех органических растворителях (бензин, керосин, хлороформ, разные смолы и т.п.) и почти не растворяется в воде, спирте, щелочах.

Озокерит заполняет поры проницаемых пород – коллекторов (пропитка) или трещины (жильный озокерит). Самое крупное месторождение озокерита Бориславское в Западной Украине, оно приурочено к одноимённому нефтяному месторождению. Есть месторождения озокерита в Узбекистане, Туркмении, широко распространён в Румынии, США, Китае.

Применение озокерита связано с его качеством, которое тем выше, чем выше температура плавления и твёрдость. Озокерит не проводит электричество, потому применяется в радио- и электротехнике как изолятор и компаунд. В химической промышленности – при производстве лаков;

в парфюмерии – для получения вазелина, мазей, кремов; в медицине – для теплолечения. При сухой перегонке озокерита получают газообразные и жидкие углеводороды, смазочные масла, парафин, кокс. Большая (основная) часть озокерита перерабатывается в церезин – чрезвычайно ценный для промышленности продукт. Церезин водонепроницаемостью, кислото- и щёлочестойкостью, пластичностью, высокой электросопротивляемостью и, наконец, способностью образовывать тончайшие защитные плёнки на поверхности конструкций.

Получают церезин очисткой озокерита; применяют для изготовления консистентных смазок, как изоляционный материал и др.

*Кир* (название тюркского или иранского происхождения) – продукт иссушения и окисления (осмоления) лёгких малосмолистых нефтей при процессах их выветривания в местах естественных выходов нефтей на поверхность.



Кир

Структура кира аморфная, текстура однородная, массивная (для твёрдых киров). Состав: масла 20–40 %, асфальтены и смолы 45–50 %, твёрдые углеводороды 0–10 % (редко до 25 %); углерод 80–85 %, водород 10–11 %, кислород, азот и сера в сумме 2–11 %.

Цвет тёмно-коричневый до чёрного; блеск матовый или смолистый; консистенция твёрдая до полужидкой; излом твёрдых киров раковистый; плотность около 1 г/см<sup>3</sup> или чуть более; температура плавления более 100 °С.

Кир пропитывает пористые горные породы, заполняет трещины, образует покровы, натёки у нефтяных источников и

выходов озокерита. Встречается в районах развития лёгких парафинистых нефтей (главным образом в Средней Азии).

Практического применения не имеет. Появление киров на выходах нефти – диагностический признак нарушения изоляции залежи нефти.

*Асфальт* [< греч. asphaltos – горная смола] – продукт окисления тяжёлых (беспарафиновых) нефтей. При окислении беспарафиновая нефть переходит в асфальт – твёрдую породу, более богатую асфальтенами, содержащую карбоиды.



Асфальт

Структура асфальта аморфная; текстура однородная, массивная.

В составе масла 36–65 %, смолы 30–50 %, асфальтены 5–40 %; углерод 78–87 %, водород 9–11 %, кислород, азот и сера в сумме 3–13 %.

Цвет асфальта чёрный, тёмно-коричневый; блеск тусклый или матовый; консистенция: густая вязкая жидкость или почти твёрдое вещество (режется ножом), хрупкое или вязкое (пластичное); температура плавления 50–60 °С, горит до полного сгорания ярким, коптящим пламенем и при этом плавится. Плотность 1,0–1,2 г/см<sup>3</sup>. Растворяется в органических растворителях.

Залегаёт в виде асфальтовых озёр, натечных покровов, заполнения трещин («жилы») и пор в породах. Встречается на Сахалине, в Узбекистане.

Применяется асфальт в строительстве как гидроизоляционный материал, для дорожных покрытий, в лаковой промышленности, в электротехнике (изолятор); как заменитель каучука, сырьё для изготовления клея и замазки («морской клей»), светочувствительные разности – в репродуцировании.

#### 7.4. Хемогенные осадочные горные породы

Хемогенные [*<* греч. *chemia* – химия и *genes* – рождённый] – горные породы, образовавшиеся непосредственно путём химического осаждения из коллоидных, истинных водных растворов без участия биологических процессов. В зависимости от способа и места осаждения, а также происхождения вод и растворов, хемогенные породы могут быть осадочными, гидротермально-осадочными и гидротермальными. Способы осаждения: постепенное повышение концентрации растворов за счёт испарения влаги; смешение растворов двух и более растворимых солей; понижение температуры растворов. По происхождению растворы и воды могут быть морскими, континентальными, гидротермальными, слабо минерализованными и рассольными.

Опытами и наблюдениями установлено, что вещества выпадают из раствора в строгой последовательности: сначала труднорастворимые, затем всё более растворимые и очень легкорастворимые. Первыми выпадают в осадок соединения железа, марганца, алюминия, кремния. Оксиды этих элементов трудно растворимы, поэтому их осаждение не требует значительных испарений воды. Затем осаждаются карбонаты, затем сульфаты, затем соли хлора, хлориды.

Место осаждения – поверхность (морские или континентальные водоёмы) или недра Земли; образуются соответственно протяжённые пластовые тела и трещинно- жильные линзовидные тела.

Минералогический состав хемогенных пород определяется составом вод и растворов, а также климатическими и тектоническими условиями.

К хемогенным породам относятся все минеральные соли, калийные соли, эвапориты, сода, кремниевые породы – продукты коагуляции кремниевого геля, фосфориты, железомарганцевые руды, бокситы, хемогенные известняки-травертины

и кремниевые туфы, большая часть свинцово-цинковых, литиевых, серных руд.

**Галогенные породы.** Галогенные породы – хемогенные осадочные породы, образующиеся путём кристаллизации из насыщенных растворов на дне усыхающих морских бассейнов, лагун и солёных озёр. В широком смысле они включают не только соли галогенидов (галоидов) (соли фтора, хлора, брома, йода).

Наиболее значительные накопления галогенных пород приурочено к отложениям Пермской системы.

**Каменная соль** (галитит-галит, поваренная соль) – в чистом виде, без примесей – натрия хлорид,  $\text{NaCl}$ .

Структура кристаллически-зернистая, иногда порфирированная; размер частиц от долей до 20–30 мм. Текстура тонкослоистая, ритмично-слоистая (закономерное чередование и повторение пропластов), брекчиевидная, пльичатая (мелкие складки); а также массивная, однородная, грубо- и неяснослоистая.



Каменная соль

Каменная соль состоит из минерала галита с примесями, которые могут составлять до 8 %: гипс, ангидрит, сильвин, карналлит, бораты, битумы, глинистые минералы, окислы и гидроокислы железа, различные обломочные зёрна.

Бесцветная или окрашена в серые, бурые, красные, синие тона. Порода каменистая, хрупкая; твёрдость средняя; блеск стеклянный; растворяется в воде; солёная на вкус.

Формы залегания: слои, линзы, штоки, куполы значительных размеров. Представляет собой литифицированный химический осадок, образовавшийся в бессточных соляных озёрах и замкнутых морских бассейнах вследствие интенсивного испарения воды.

На территории бывшего Союза распространена в Донбасе (г. Славянск, Артёмовск), в Западной Украине (г. Калуш), в Оренбургской области (г. Соль-Илецк), в Восточной Сибири (г. Усолье-Сибирское), на Северном Урале (Верхнекамское месторождение, г. Соликамск); встречается совместно с залежами калийных и магнезиальных солей.

Каменная соль широко используется в пищевой и лёгкой промышленности; применяется для получения соляной кислоты, хлора, соды, металлического натрия, хлорной извести, сульфата натрия, широко применяется в производстве органических красителей.

*Калийная соль* (сильвинит) – в чистом виде калия хлорид (хлористый калий),  $KCl$ . Структура и текстура аналогичны каменной соли.

В составе агрегат сильвинита (15–75 %) и галита (обычно преобладает); примеси: ангидрит, доломит, магнезит, карналлит, глинистый и обломочный материал.



Калийная соль

По физическим свойствам во многом подобен каменной соли. Цвет розовый, красный, разных оттенков – от светлых оранжевых до тёмно-ржавых или сургучных; распространены также пёстрые сильвиниты с характерным чередованием молочно-белых, красных и синих пропластков. На вкус сильвинит горько-солёный, жгучий.

Залегает в виде линз, слоёв, часто деформированных в сложные складки. Образуется подобно каменной соли в полужамкнутых морских бассейнах. Распространены сильвиниты на Северном Урале (Верхнекамское месторождение), в Башкирии, Оренбургской области.

Применяется как калийные удобрения, сырьё для получения едкого калия, поташа и других соединений калия.

**Сульфатные породы.** *Гипс* [ $<$  греч. *gipsos* – известь, мел] – мономинеральная порода, сложенная в основном одноимённым минералом с возможными примесями: доломит, ангидрит, гидроокислы железа, сера, кальцит.



Гипс

По условиям образования гипс может быть первичным, образовавшимся путём химического осаждения в солёных бассейнах на начальных стадиях галогенеза, или вторичным, возникающим при гидратации ангидрита в приповерхностной зоне – гипсовые шляпы.

Окраска гипса от светлой (белой, жёлтой, серой) до тёмной. Прочность гипса зависит от примесей. Прочность на сжатие в среднем около 80 МПа. Средняя плотность 2,2 г/см<sup>3</sup>. Твёрдость 3.

Природный гипс  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  применяется в сыром и обожжённом виде; обожжённый строительный гипс (алебастр)  $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$  получают помолом до и после обжига. Наиболее крупные месторождения гипса на территории России находятся в Тульской, Самарской области, Пермском крае (Ергачинское).

Около 44 % гипса используется в производстве портландцемента, здесь гипс применяется как добавка (3–5 %) для регулирования сроков схватывания цемента, а также для выпуска специальных видов цемента: глинозёмистого расширяющегося цемента, напрягающего цемента и др. До 3 % гипса потребляет сельское хозяйство для производства азотных удобрений (сульфат аммония) и для гипсования засоленных почв. В цветной металлургии гипс используется в качестве



флюса, в основном при выплавке никеля. В бумажном производстве – в качестве наполнителя. На основе гипсовых вяжущих изготавливают гипсовые и гипсобетонные изделия: гипсопрокатные перегородки, доборные плиты, архитектурные украшения и детали внутренней отделки, а также штукатурные растворы (тоже для внутренней отделки).

*Ангидрит* [< греч. an – отсутствие и hydro – вода] – безводный гипс, сульфат кальция  $\text{CaSO}_4$  с примесями, аналогичными гипсовым. Ангидрит – более плотная и твёрдая, чем гипс, порода: плотность 2,9–3,0 г/см<sup>3</sup>; твёрдость 3,5–4.

Ангидрит может образовываться путём дегидратации гипса при большом давлении. В воде растворяется очень плохо, присоединяя воду превращается в гипс с сильным увеличением (до 30 %) объёма.



Ангидрит

Используется в основном в строительстве как вяжущее; сырьё для производства серной кислоты; поделочный камень.

**Карбонатные породы.** К карбонатным хемогенным породам относятся микрозернистые известняки, а также мономинеральные отложения, сложенные кальцитом с зернистой или кристаллической структурой; пористой, кавернозной текстурой; в зависимости от текстуры средняя плотность известняков меняется в пределах 2,0–2,6 г/см<sup>3</sup>, снижаясь до 1 г/см<sup>3</sup> у сильнопористых и кавернозных разновидностей. Пористость сцементированных известняков не превышает десятых долей процента, а у слабосцементированных – до 15–20 % и выше.

Окраска известняков разнообразна: белая, серая, желтоватая, бурая до чёрной, в зависимости от примесей. Месторождения хемогенных известняков известны на территории европейской части России.

*Магнезит* – светлоокрашенная хемогенная осадочная кристаллическая порода, состоящая главным образом из минерала магнезита с примесями: железо, марганец, калий, никель. Магнезит – карбонатная порода гидротермального, инфильтрационного происхождения. Твёрдость 4–4,5; плотность 2,9–3,1 г/см<sup>3</sup>.



Магнезит

Магнезит – сырьё для химической, керамической, бумажной промышленности. Основное применение – производство огнеупорных материалов и магнезиальных цементов.

*Оолитовые известняки* сложены оолитами кальцита, равномерно погружёнными в цементирующую массу углекислого кальция или реже глины и плотно соприкасающимися между собой. Они пористые, малоустойчивые к выветриванию и недостаточно морозостойкие породы. Прочность наиболее плотных их разновидностей составляет 16–20 МПа. Применяются оолитовые известняки для изготовления воздушной и гидравлической извести, цемента и др. Широко распространены на Урале, Кавказе, в Крыму.



Сода

Прочность наиболее плотных их разновидностей составляет 16–20 МПа. Применяются оолитовые известняки для изготовления воздушной и гидравлической извести, цемента и др. Широко распространены на Урале, Кавказе, в Крыму.

*Сода* – техническое название карбонатов натрия:

- нормальный карбонат  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  – сода кальцинированная безводная;
- кристаллогидрат  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  – сода кристаллическая;
- гидрокарбонат (бикарбонат)  $\text{NaHCO}_3$  – сода питьевая.

Природные источники  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  – минералы натрон, термонатрон, трона – весьма незначительны, поэтому соду каль-

цинированную получают искусственно, путём насыщения поваренной соли (NaCl) аммиаком (NH<sub>3</sub>) и углекислым газом (CO<sub>2</sub>) с дальнейшим нагреванием до 140–160 °С, а также из нефелина KNa<sub>3</sub>[AlSiO<sub>4</sub>]<sub>4</sub>.

Сода кристаллическая – распространённая порода. Происхождение экзогенное: отложения в содовых озёрах или в отложениях горячих источников.

Известные месторождения: Доронинское содовое озеро (Восточное Забайкалье), озёра Кулундинской степи (Западная Сибирь), в виде налётов, выцветов в Хибинах.

Сода кальцинированная Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> применяется в стекольной, мыловаренной, текстильной, целлюлозно-бумажной промышленности, для очистки нефти. Сода питьевая NaHCO<sub>3</sub> – в производстве искусственных минеральных вод, в медицине, в быту.

*Известковый туф (травертин)* – лёгкая, пористая и ноздреватая порода, сложенная кальцитом или арагонитом, выпадающими из холодных или горячих углекислых источников при выходе их на дневную поверхность. Известковые туфы характеризуются средней плотностью до 1,65 г/см<sup>3</sup> и низкой прочностью до 10 МПа, хотя у плотных разновидностей травертинов, образовавшихся из горячих источников, она может составлять до 80 МПа.



Известковый туф

Известковый туф – строительный стеновой материал, декоративный камень. Применяется также в производстве извести и цемента.

В семействе туфов кроме известкового туфа выделяются также кремнистый туф (отложения только горячих источников) и вулканический туф – сцементированные рыхлые продукты вулканических извержений.

## 7.5. Осадочные породы, содержащие вулканогенный материал

В соответствии с основными положениями и рекомендациями [7] осадочные породы, содержащие вулканогенный материал, рассматриваются как один из классов осадочных пород наряду с обломочными (терригенными), хемогенными, органигенными, смешанными осадочными горными породами.

Осадочные породы, содержащие вулканогенный материал, подразделяются на два подкласса:

1. Вулканогенно-осадочные.
2. Осадочные вулканомиктовые.

К вулканогенно-осадочным, синхронным вулканизму, отнесены вулканокластоосадочные и тефроидные породы.

Вулканокластоосадочные – породы, содержащие в подчинённом количестве синхронный вулканогенный (пирокластический) материал. Присутствие этого материала в породе обозначается в её названии добавлением к названию соответствующей осадочной породы корневой части «туфо»: туфоконгломерат, туфопесчаник, туфоаргиллит и т.д.

Тефроидные породы – продукты перемива и переотложения синхронного извержению вулканического материала; породы, состоящие преимущественно из окатанной и отсортированной в процессе переноса рыхлой или цементированной пирокластики.

К осадочным вулканомиктовым породам отнесены продукты перемива и переотложения, образовавшихся ранее вулканических пород, не синхронные извержению породы, обломочный материал которых представлен переотложенными, окатанными и отсортированными обломками более древних вулканических пород, например, вулканомиктовые песчаники.

*Пуццоланы* (назван по г. Поццуоли, Италия) – общее название вулканогенно-осадочных и осадочных пород,

обладающих способностью поглощать СаО из известковых растворов, что обусловило применение их в качестве добавки при производстве вяжущих материалов – пуццолановых цементов, более стойких к агрессивному воздействию сульфатных и пресных вод.



Пуццолан

По составу среди пуццоланов различают рыхлые и спёкшиеся вулканические туфы, пеплы, стёкла, цеолитовые породы, диатомит, трепел и др. Плотность пород составляет 2,2–2,4 г/см<sup>3</sup>; общая пористость 10–30 %. Гидравлическая активность определяется величиной поглощения СаО за 30 суток. У лучших пуццоланов она составляет 350–500 мг на 1 г добавки. Вулканические стёкла (пемза, перлит, пехштейн, обсидиан) характеризуются гидравлической активностью 150–300 мг/г; диатомит и трепел – 140–450 мг/г.

На территории России месторождения пуццоланов известны на Северном Кавказе (г. Нальчик), в Крыму (г. Карадаг), в Приморском и Хабаровском краях.

*Туфогенные породы* – вулканокластоосадочные породы, содержащие 19–50 % синхронного вулканизму пирокластического материала, соответственно осадочного материала содержится 50–90 %.

Классификация туфогенных пород производится по величине обломков пирокластического материала (табл. 85).

Породы вулканокластоосадочные (туфогенные) своим происхождением обязаны совместному вулканогенному и осадочному литогенезу, т.е. сочетанию процессов эндогенных и экзогенных. Извержения, вулканизм образуют рыхлый пирокластический материал, а также газогидротермы. Смешение с нормальными осадками происходит в самых различных обстоятельствах.

новках и образуются самые разнообразные сочетания вулканогенного и осадочного материала. Смешение происходит как наземное, так и подводное, в результате в обоих случаях появляются вулканогенно-осадочные или вулканогенно-хемобиогенные (биохемогенные) породы. Для вулканогенно-осадочных пород, особенно подводных отложений, характерна четкая сортировка обломочного материала по крупности, иногда возможно наличие текстур слоистой, оползневых или флюидальных (текстур течения). Нередко встречаются органические осадки, иногда – биохимический цемент (кремнистый, глинистый, известковый, железистый и др). Часто при разложении туфового материала образуются глинистые или кремнистые минералы, слагающие цементирующую массу породы.

Таблица 85

Наименования туфогенных пород

Размер обломков, мм	Обломки окатанные	Обломки неокатанные
>200	Туфоконгломерат валунный	Туфобрекчия глыбовая
50–200	Туфоконгломерат крупно- и среднегалечниковый	Туфобрекчия крупно- и среднещебенчатая
10–50	Туфоконгломерат мелкогалечниковый	Туфобрекчия мелкощебенчатая
2–10	Туфогравелит	
0,05–2	Туфопесчаник	
0,002–0,05	Туфоалевролит	
<0,002	Туфоаргиллит	

Структура соответствует структуре осадочных пород от тонко- до грубообломочных, текстура чаще слоистая, тонко-слоистая.

Обломки вулканических пород и их минералов, вулканический материал (пепел, бомбы, камешки и др.) и материал нормально осадочных пород: частицы кварца, полевых шпатов, известняка, гранита, а также частицы цементирующего вещества (глинистого, кремнистого, известкового).

По происхождению и по составу туфогенные породы занимают промежуточное положение между собственно пирокластическими породами и собственно осадочными образованиями.

Породы широко распространены. На территории России встречаются на Северном Кавказе, Урале, Алтае и др.

Практическое значение аналогично вулканическим туфам и туффитам.

*Туфопесчаники* – вулканогенно-осадочные породы, образованные смесью туфов, как одной составляющей туфогенных пород, поэтому эти породы с большим основанием можно называть «туфогенно-хемогенные осадочные породы». Сначала происходит растворение в воде химических соединений и минералов, составляющих вулканические, известковые и кремнистые породы. Затем из такого водного раствора происходит вторичное выпадение осадков и образование новых осадочных пород: травертин (известковый туф) – натечные отложения кальцита углекислыми источниками; гейзерит (кремнистый туф) – отложения горячих источников гейзеров – проявление поздних стадий вулканизма; вулканический туф – продукт непосредственно вулканических извержений. В процессе выпадения туфовых осадков происходит их смешивание с другими, имеющимися в воде элементами, соединениями и механическими частицами, в том числе с песком (чаще речным). В результате получается песчано-туфовая смесь,



Туфопесчаник

в которой частицы минералов, вымытые из горных пород, играют роль цемента при отложении осадка на дне водоёма.

Свойства туфопесчаников, как и других осадочных пород зависят от слагающих компонентов и условий образования. Цвет туфопесчаников самый различный: чаще серый, серо-коричневый, зеленоватый.

Структура от мелкозернистой до среднезернистой; текстура чаще слоистая. Применяются туфопесчаники для производства строительного камня и щебня в конструкциях сооружений, дорогах, где не предъявляются повышенные требования к прочности и долговечности, а также в качестве облицовочного материала стен зданий.

*Породы вулканогенно-хемогенно(биохемогенно)-осадочные* – группа вулканогенно-осадочных пород, характеризующихся тем, что в их состав входят компоненты, которые образуются либо только за счёт химических осадков вулканического (эруптивно-фумарольного) происхождения, либо за счёт смешения компонентов вулканического и осадочного происхождения. Выделяются:

1. Собственно вулканогенно-хемогенные породы (некоторые яшмы, фтаниты и лидиты, марганцевые и железные руды, сульфаты, бораты и др.). Яшмы, фтаниты, лидиты – кремнистые хемогенные породы (силициты); отличаются ясным, плотным афанитовым или очень тонкозернистым строением, заметной крепостью. Яшмы – разноцветные, лидиты – чёрные, похожие на аргиллиты, но крепче их, фтаниты – серые.

2. Смешанные вулканогенно-хемогенные с биохемогенно-осадочными породами, например: некоторые кремнистые известняки и мергели, яшмы и др.

Генетически разнородные компоненты образуют равномерные смеси или тончайшие (микроскопические) переслаивания вулканогенной (хемогенной) или осадочной (биогенной или хемогенной) составляющих.



*Породы туфогенно-хемогенные* – осадочные породы смешанного состава, образовавшиеся из пирокластического и хемогенно-осадочного или биохемогенно-осадочного материала. Выделяются:

1. Пирокластокремнистые (туфосилициты).
2. Пирокластокарбонатные (известковый, доломитовый, мергельный туффит – туфоизвестняк, туфодолomit, туфомергель).
3. Пирокластосульфатно-галогенные (галитовый, гипсовый, ангидритовый туффит – туфовый галит, туфовый гипс, туфовый ангидрит).
4. Пирокластобиогенно-хемогенные (туфодиадомиты – диатомовые туффиты; туфоспонголиты – спонговые туффиты).

Образуются ряды пород с убывающим или возрастающим количеством компонентов как пирокластического, так и хемогенного материала.

Породы яшмовидные (яшмоиды) – кремнистые породы, по внешнему виду и физико-механическим свойствам близки к яшмам. Выделяются:

1. Первичные осадочные породы, по происхождению аналогичные некоторым типам яшм и отличающиеся от них преимущественно окраской (чёрные от примеси углистых или графитовых частиц – лидиты и фтаниты, бесцветные или окрашенные в различные цвета – кремнистые сланцы).
2. Вторичные, образовавшиеся путём окремнения пород различного происхождения (осадочных, магматических, метаморфических). Такие породы, относящиеся практически к яшмам, не являются ими по существу.

## **7.6. Смешанные осадочные породы**

В этот класс входят породы смешанного происхождения: обломочно-хемогенные, органогенно-хемогенные (биохимические), породы невыясненного происхождения (криптогенные). Многими геологами в этот класс включаются также по-

роды смешанного состава, или разной размерности (крупности) частиц, или разного химико-минералогического состава. В этот класс не включены вулканогенно-осадочные породы, рассмотренные нами выше.

**Карбонатные смешанные породы.** Среди карбонатных пород смешанного биохимического происхождения первым следовало бы назвать мел, который рассмотрен нами в классе органогенных осадочных как порода, состоящая из карбонатных скелетов моллюсков и других простейших с механическими глинистыми примесями.

Известняки рассмотрены в двух классах: органогенных и химических пород; практически описаны почти все их типы.

В данном классе из карбонатных пород опишем доломит и мергель.

*Доломит* [минерал доломит назван по имени франц. геолога Д. Доломье (1750–1801)] – осадочная карбонатная порода, состоящая на 95 % и более из минерала доломита  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .



Доломит

Структура самая разнообразная; текстура массивная ясно- или неяснослоистая.

Основные примеси: кварцит, ангидрит, магнезит, анкерит, халцедон; второстепенные минералы-примеси: гидроокиси железа и марганца, гипс, флюорит, глинистые минералы и органическое вещество.

Порода каменистая, прочная; твёрдость средняя (3,5–4); плотность  $2,85 \text{ г/см}^3$ . Цвет желтовато-бурый, серый с буроватым оттенком, при обильной примеси органических веществ тёмно-серый до чёрного.

К разновидностям относятся:

– микрозернистый доломит – первичный результат химического осаждения в бассейнах аридной (засушливой) зоны; однородный, землистый, мелоподобный, отличающийся от мела большей крепостью; залегают в виде хорошо выдержанных пластов с ясно выраженной слоистостью, тесно переслаиваются с каменной солью; остатков фауны не содержит, относительно редок;

– песчаниковидный доломит – однородный, весьма мелкозернистый, напоминающий песчаник; иногда включает обильные осадки фауны;

– крупнозернистый кавернозный доломит – очень похожий на органогенный известняк, богатый остатками фауны; многие раковины выщелочены – на их месте крупные пустоты, иногда заполненные кварцем и кальцитом; поверхность шероховатая, пористая; излом неровный.

Доломиты часто ассоциируют с известняками, ангидритами, глиной. С известняками доломиты связаны переходами; выделяют: известковистые доломиты (доломита 95–75 %), известковые доломиты (доломита 75–50 %), доломитовые известняки (доломита <50 %). Если основная примесь ангидрит – породу называют ангидритодоломитовой; если глина – доломитовым мергелем; если пески – песчанистым доломитом.

Доломит слагает пласты иногда значительной мощности, прослои, линзы, тела неправильной формы, жилы. Наиболее крупные месторождения доломита на территории России: в Липецкой области (огнеупорное и флюсовое сырьё), Челябинской области, на Кавказе, во Владимирской области (стекольное сырьё), в Подмосковье, в Нижегородской области (строительные и облицовочные камни).

Доломиты применяются:

– металлургии (сырьё в производстве огнеупорных материалов для внутренней облицовки мартеновских и электросталеплавильных печей и вагранок; как флюс в чёрной металлургии);

- в производстве стекла, глазурей, белой магнезии;
- в производстве магнезиальных цементов, теплоизоляционных материалов, минеральной ваты;
- в сельском хозяйстве для нейтрализации кислых почв;
- сырьё для производства магнезия;
- в качестве абразива для полировки стекла и металлов;
- в качестве наполнителя в производстве резины и бумаги;
- в строительстве как облицовочный и бутовый камень, щебень, крошка.

*Мергель* – осадочная карбонатная порода класса смешанных пород.



Мергель

Структура мергеля тонкозернистая (размер частиц менее 0,01 мм); текстура слоистая, часто тонкослоистая.

В составе однородная смесь глинистых и карбонатных (кальцит, реже доломит) минералов; карбонатов 30–90 % и соответственно 70–10 % глинистых частиц;

иногда обилие осадков ископаемой фауны. Мергель, содержащий 76–80 % кальцита и 24–20 % глины, называется натуральным цементом, идёт на изготовление портландцемента без добавок.

Порода каменистая, плотная, мелоподобная; обладает плитчатой отдельностью; твёрдость низкая или средняя. Цвет светло-серый, белый, желтоватый или зеленоватый, реже тёмно-серый, буроватый или красноватый; иногда окраска пёстрая, меняющаяся послойно.

Мергель образуется при одновременном осаждении карбонатного и глинистого материала в лагунных, морских, озёрных бассейнах, как нормальной солёности, так и пресновод-

ных. Встречен в отложениях от верхнего протерозоя до неогена, образуя крупные пластообразные залежи или слои, перемежающиеся со слоями глинистых или других карбонатных пород. Распространён на Черноморском побережье Кавказа в районе Новороссийска, в Крыму, на Урале.

Применяется как сырьё в производстве портланд- и романцементов, наиболее ценен натуральный мергель (цемент), щебень марок слабой прочности.

**Кремнистые смешанные породы.** *Трепел* (назван от г. Триполи, Ливия) (инфузорная земля) – тонкопористая осадочная порода класса смешанных.

Структура трепела тонкозернистая, размер частиц 0,001–0,01 мм; текстура равномерно-пористая, однородная или слоистая.

Трепел – микроскопические зёрна аморфного опалового кремнезёма и частью подобно диатомиту – из мельчайших панцирей диатомей, сцементированных опалом.



Трепел

Цвет породы белый, светло-серый или желтоватый, либо тёмно-серый до чёрного, иногда окраска пятнистая; порода лёгкая (плотность от 0,6 до 1,3 г/см<sup>3</sup>), пористая, землистая; порода кусковатая, но очень слабо связанная; твёрдость низкая (легко растирается пальцами в порошок); маркая. Высокопористые трепелы отличаются большим водопоглощением. Трепел огнеупорен и кислотостоек, плохо проводит звук и тепло.

Крупные месторождения в европейской части России, Поволжье.

Применяется в строительстве как теплоизоляционный материал, наполнитель для замазок, шпаклёвок, красок, а также в качестве адсорбента.



Опока

*Опока* (название польского происхождения) – лёгкая, тонкопористая, кремнистая осадочная порода. Опоку, а также трепел, относят иногда к кремнистым криптогенным (неясного происхождения) породам.

Структура тонкозернистая (размер частиц 0,001–0,01 мм); текстура однородная, слоистая. Состоит из мельчайших зёрен опала, частично остатков скелетов водорослей; примеси органических веществ, глауконита.

Цвет породы разный: серый, желтоватый, зеленоватый (примесь глауконита); распространены опоки с пятнистой окраской, тёмно-серые и чёрные. Порода лёгкая (плотность 1,0–1,3 г/см<sup>3</sup>), пористая; твёрдость средняя; излом раковистый, с острыми краями обломков.

Происхождение биохимическое, отложения в морских, озёрных бассейнах; опал в опоках (как и в трепелах) – продукт растворения и переотложения кремнистого вещества скелетов диатомей. Кремнезём для постройки панцирей водоросли извлекали из воды, куда он приносился в форме продуктов химического выветривания пород прилежащей суши, или в составе вулканических пеплов, оседавших на дне водоёма.

Образует слои выдержанной мощности и линзы. Месторождения опоки широко распространены на территории России: Нижнее и Среднее Поволжье (Самарская, Саратовская, Волгоградская, Пензенская области), в Центральных районах (Московская, Калужская, Брянская области), в Ленинградской области, на восточном склоне Уральского хребта, на Камчатке, Северном Сахалине и др. С отложениями кремнистых и кремнисто-глинистых пород связаны крупные месторождения марганца. По простиранию рудного горизонта характер минералов в марганце не постоянен: пиролюзит-псиломелановые

руды сменяются марганитовыми, затем глауконитсодержащими породами.

Опока используется как адсорбент, гидравлическая добавка к портландцементу, добавка при изготовлении лёгких бетонов, керамических и теплоизоляционных изделий в смеси с вермикулитом, асбестом, минватой; используется также в качестве наполнителя в производстве сургуча, пластмасс, резины, спичек; замазок, шпаклёвок, красок.

*Кремень* [*< греч. krem-  
pos – утёс, скала (по твёрдости)*] – очень прочная осадочная порода, образовавшаяся в результате осаждения кремнезёма в виде геля из морской воды на дне водоёма или из коллоидных растворов в трещинах и порах уже сложившихся пород, последующего уплотнения, обезвоживания геля и его кристаллизации.



Кремень

Структура породы скрытокристаллическая; текстура плотная, однородная, массивная, нередко полосчатая.

Содержит агрегат кремнезёма из халцедона и кварца с примесью опала, гидроокислов железа, органического вещества и остатков кремнистых скелетов морских организмов.

Цвет разнообразный: белый и светло-серый (чистый кремень), коричневый, красноватый или бурый, различной интенсивности (примесь гидроксидов железа), тёмно-серый и чёрный (примесь органического вещества). Окраска породы может быть неоднородной (полосы, пятна). В тонких сколах кремень просвечивает. Цвет определяют на свежем сколе; на выветрелой поверхности кремень обычно светлее. Порода хрупкая; твёрдая (твёрдость 7); излом раковистый, раскалывается на обломки с режущими краями.

Залегают в виде протяжённых пластов, тел из равномерно «пропитанных» карбонатных пород веществом кремня, неправильных линз, прожилков, округлых и причудливо ветвистых желваков (конкреций) в толщах известняков, доломитов, реже трепелов, песчаников.

Распространён в известняках Московской и Тверской областей, в меловых отложениях Курской и Белгородской областей и др.

Кремень применяется как абразив для изготовления шлифовальной шкурки для отделки и полировки дерева и кожи; в керамической промышленности используется для облицовки внутренних поверхностей шаровых мельниц (кремнёвые плитки) и в виде кремнёвой гальки (шаров) для помола кварцево-полевошпатовой массы.

*Яшма* [*< греч. jaspis < араб. «яшб» – древнее название камня*] – собирательное название для твёрдых, плотных метаморфизованных осадочных пород.



Яшма

Структура скрытокристаллическая, текстура крайне разнообразна: массивная, пятнистая, полосчатая, плейчатая (мелкая складка), брекчиевая, флюидальная (текстура течения) и др.

В составе агрегат халцедона и кварца. Неравномерно распределённые, тонкораспылённые примеси эпидота, актинолита, слюд, пирита, окислов и гидроокислов железа и марганца, полевых шпатов, гранатов, хлорита и других минералов; обеспечивают разнообразие и пестроту окраски яшм. Встречаются остатки кремнистых или известковых скелетов морских животных.

Окраска яшмы яркая, как однородная, так и пёстрая; распространены цвета красные, красно-бурые, жёлтые, розовые,



фиолетовые, чёрные, зелёные, серые до белых тонов. Часто встречаются пестроцветные, в том числе пейзажные разности. Порода каменная, очень плотная; твёрдость высокая; излом раковистый; осколки острые с режущими краями; блеск матовый.

Образование яшм связано с накоплением радиоляриевых илов в глубоких морских впадинах. Кремний усваивался радиоляриями из морской воды, куда он попадал в результате мощной вулканической деятельности.

Формы залегания яшм – слои, линзовидные тела и мощные толщи в сотни метров, но небольшой протяжённости; характерна их ассоциация с вулканическими породами. Распространены яшмы на Урале, Алтае, встречены в составе джеспилитов Курской аномалии. Яшма – красивый прочный камень, применяется для художественных поделок; для изготовления технических изделий.

*Кремнистый сланец* (название по составу и текстуре) – метаморфизованная осадочная порода. Структура скрытокристаллическая; текстура слоистая, сланцеватая. По составу и многим физическим свойствам (прочность, твёрдость, характер излома, блеск) подобен яшме. В отличие от яшм характерно присутствие карбонатных и глинистых минералов.



Кремнистый сланец

Цвет при отсутствии примесей белый, светло-серый, голубоватый; с примесями углистого вещества – тёмно-серый, чёрный. В отличие от яшм для кремнистых сланцев не характерна пёстрая окраска.

Залегает в виде слоёв выдержанной мощности и большой протяжённости по простиранию. Часто чередуется с вулканитами или карбонатными осадочными породами. Распространён широко.

Кремнистый сланец используется в шаровых мельницах вместо кремня.

**Фосфатные смешанные породы.** *Фосфориты* – осадочные породы, содержащие не менее 8 %  $P_2O_5$  в виде фосфатов кальция, минералов группы апатита. Большое разнообразие фосфоритов по составу и свойствам связано со способами их образования и формами залегания; по этому признаку выделяется несколько видов фосфоритов и их месторождений: пластовые, конкреционные и желваковые, а также другие, среди которых наиболее важными являются костные брекчии (конгломераты).

*Фосфорит пластовый* (название по составу и формам залегания) – органогенно-хемогенный морской осадок. Фосфатные оолиты – фосфатизированные мелкие капролиты – ископаемый окаменелый помёт вымерших ранее животных.

Структура скрытокристаллическая, аморфная или зернистая, размер зёрен 0,2–1,0 мм. Зёрна представляют собой мелкие оолиты, сцементированные фосфатным веществом, реже несцементированные (фосфатный песок).



Фосфорит пластовый

Текстура массивная, однородная, местами тонкослоистая.

Состоит из аморфных и скрытокристаллических разновидностей минералов группы апатита; примеси: кальцит, доломит, опал, халцедон, кварц, глауконит, пирит, глинистые минералы, органические остатки, обломочные зёрна и др. Содержание  $P_2O_5$

составляет обычно 30–35 %.

Цвет белый (чистые фосфориты), желтоватый, зеленоватый, бурый до чёрного (влияние примесей-оксидов и гидроксидов марганца, железа, органики). Сцементированные фос-

фориты плотные, вязкие, крепкие подобно песчанику или кремню; твёрдость от средней до высокой; плотность около  $3 \text{ г/см}^3$ ; излом неровный или раковистый.

Выдержанные пласты толщиной от нескольких миллиметров до 15–17 м. Распространён в Поволжье, Башкирии.

Фосфориты совместно с апатитами и калийными солями относятся к агрономическим рудам. Это основной вид сырья для изготовления суперфосфатов – фосфорных удобрений.

*Фосфориты конкреционный и желваковый* (название по составу и формам выделений) – органогенно-хемогенная (биохимическая) осадочная порода – продукт накопления фосфора в морских донных отложениях и смешение его с песком и глинистыми минералами. Фосфор, сносимый реками в морские бассейны, растворяется в морской воде, в последующем усваивается планктонными организмами, водорослями, а также рыбами, питающимися планктоном. При отмирании организмов, фосфор в виде соединений, скелетов и панцирей простейших, скелетов рыб накапливается в осадках.

Структура скрытокристаллическая, аморфная, коллоидальная или зернистая; текстура конкреционная, желвакообразная. Конкреции шаровидны или слегка приплюснуты и имеют радиально-лучистое строение; размеры конкреций от 2 до 20 см. Желваки отличаются округлой, неправильной, иногда причудливой формой, равномерно-зернистым или скрытокристаллическим строением, их размер 0,5–35 см (чаще 5–10 см). Конгломератовая текстура характеризует породы, в которых окатанные фосфоритные гальки цементируются фосфатным, железистым, карбонатным, кремнистым, глинистым



Фосфорит желваковый

материалом. Поверхность желваков и конкреций гладкая и бугристая.

В конкреции порода состоит из фторапатита; внутренняя звёздчатая полость конкреций часто выполнена галенитом, халькопиритом, пиритом, а также кварцем, халцедоном и каолинитом. Желваки – агрегат сцементированных фосфатами кварцевых, полевошпатовых и других песчинок, глинистых частиц, глауконита, пирита и фосфатизированные остатки ископаемых организмов. Содержание  $P_2O_5$  в конкреционных фосфоритах 33–36 %, в желваковых песчанистых – 6–10 %, в желваковых глауконит-глинистых – 24–29 %.

Конкреционные и желваковые фосфориты – прочные и твёрдые породы; плотность около  $3 \text{ г/см}^3$ ; цвет чёрный, тёмно-серый.

Конкреции и желваки располагаются в глинистых сланцах, меле, мергелях послойно, цепочками, иногда образуют слои и залежи. Сцементированные фосфатным веществом желваки фосфорита нередко срастаются один с другим, составляя монолитные фосфоритовые плиты. Для образования фосфоритных залежей необходимы глубинные течения, переносившие фосфатный материал и концентрировавшие его в мелководных участках морей (заливах, проливах). Конкреционные и желваковые фосфориты встречены в Кировской, Костромской, Московской, Смоленской, Калужской, Брянской, Курской областях.

Эти фосфориты являются сырьём для изготовления суперфосфатов.

## **8. ИМПАКТНЫЕ (КОПТОГЕННЫЕ) ОБРАЗОВАНИЯ**

Импактные [*< англ. impact – столкновение, удар*], коптогенные [*< греч. koptos – разрушать ударами*] породы – продукты преобразований исходных пород, которыми могут быть любые из всех упомянутых в этой работе пород, а преобразо-

вания вызваны высокоскоростными соударениями малых космических тел с Землёй. Залегают эти породы в пределах импактных кратеров, образованных взрывом при соударении, или в пределах их древних аналогов – астроблем [ $\llcorner$  греч. astron – звезда + греч. blema – рана]. Импактиты образуют также ближние и дальние выбросы из этих кратеров. Кроме того, компоненты импактных пород могут входить в качестве примесей в некоторые осадочные и метаморфические породы.

Импактиты включают ударно-метаморфизированные исходные породы, а также породы, возникшие при плавлении, дроблении, переносе (выбросе) и аккумуляции расплавленного и раздробленного материала.

Минерально-петрографические признаки импактитов позволяют оценить параметры условий, при которых происходят преобразования: при импульсном сжатии это от первых до многих десятков гигапаскалей, последующей разгрузке и высокотемпературном (1500–1800 °C и более) плавлении минерального вещества, т.е. породы обладают признаками ударно-волновых преобразований (ударного метаморфизма и плавления), выраженными в структурно-текстурных особенностях пород, их минералов и различных стёкол, а также в их составе. Различные признаки ударного метаморфизма и особенности залегания служат основными критериями отнесения тех или иных пород к импактному типу, а также критериями их отличия от горных пород других типов.

Коптогенные породы могут также подвергаться сопровождающим кратерообразование воздействию пирометаморфизма, дислокационного метаморфизма, бластеза, гидротермальных изменений, накладывающихся на признаки ударно-волновых преобразований или стирающих эти признаки.

Компонентами коптогенных пород являются:

– обломки различных пород, находившихся на месте удара и их минералов;

– минералы исходных пород, преобразованные при ударном сжатии 5–10 ГПа и выше и при последующем повышении температуры;

– ударные мономинеральные стёкла, являющиеся результатом плавления минералов при разгрузке за фронтом ударной волны и последующей закалки расплавов, возникших также при участии водного флюида;

– коптогенные полиминеральные стёкла, образующиеся при перемешивании и закалке нескольких мономинеральных расплавов;

– различные продукты девитрификации (расстеклования), раскристаллизации и вторичного изменения различных стёкол;

– кристаллы новообразованных минералов, возникших при остывании различных расплавов;

– новообразованные кристаллы и их агрегаты, возникшие при перекристаллизации, бластезе, гидротермальных преобразованиях перечисленных выше компонентов при общем охлаждении всей массы коптогенных пород.

Но чаще наблюдаются сочетания перечисленных компонентов.

Систематика коптогенных пород предусматривает объединение их в таксоны – классы, подклассы и др. По типу преобразования исходных пород (породы-мишени) выделяются три класса: ударно-метаморфизованные, импактные литические брекчии, импактиты.

1. *Ударно-метаморфизованные породы* (коптометаморфизованные породы), содержащие не более 10 % продуктов импактного плавления, – исходные породы с различной степенью преобразования, продукты прогрессивного ударного метаморфизма. Они полностью или частично сохраняют структурно-текстурные признаки и состав различных исходных пород. Залегание ударно-метаморфизованных пород автохтонное ([< греч. auto – сам и chthon – земля] – возникший на месте со-

временного залегания) или параавтохтонное ([< греч. *para* – возле] – возникший рядом, недалеко от места современного залегания).

2. *Импактные литические брекчии* – коптометаморфические образования, содержащие до 10 % продуктов импактного плавления, являются кластитами, возникшими за счёт дробления на месте удара, а также дополнительного переноса и отложения материала пород, в разной степени испытавших ударный метаморфизм. Брекчии имеют залегание как автохтонное, так и аллохтонное ([< греч. *allos* – другой] – возникший не на месте современного нахождения). По сравнению с исходными породами некоторые из литических брекчий приобретают различные новые структурно-текстурные особенности и состав.

3. *Импактиты* – коптометаморфические образования (породы), содержащие более 10 % продуктов импактного плавления (или целиком состоящие из них), плавления вещества исходных пород, его перемешивания, переноса, отложения и последующей закалки и кристаллизации. При перемешивании и переносе одновременно происходят захват и полное или частичное поглощение расплавом продуктов дробления исходных пород. По сравнению с исходными породами импактиты приобретают различные новые структурно-текстурные особенности и состав. Импактиты залегают в виде линз, пластов, покровов, неправильных секущих тел.

*Класс ударно-метаморфизованных пород* делится на *подклассы* по степени воздействия, по уровню ударного сжатия:

- слабое воздействие – породы были преобразованы при сжатии до 20 ГПа;
- умеренное воздействие – при сжатии 20–35 ГПа;
- интенсивное воздействие – при сжатии 35–45 ГПа и более.

Дальнейшее подразделение основано на принадлежности первичных исходных пород к тому или иному типу: апооса-

дочные, апомагматические, апометаморфические. Номенклатура видов этого класса определяется принадлежностью к подклассу и первичной породой. Например, умеренно ударно-метаморфизованный песчаник; интенсивно ударно-метаморфизованный гнейс; слабо ударно-метаморфизованный роговик.

*Класс импактных литических брекчий* делится на два подкласса:

1) аутигенные (неперемещённые автохтонные) или пара-автохтонные (незначительно перемещённые) брекчии;

2) аллогенные (перемещённые аллохтонные) брекчии.

По литологическому составу аутигенные породы бывают только мономиктовыми, олигомиктовыми и полимиктовыми. Дальнейшее подразделение литических брекчий определяется средним размером составляющих их обломков (мега-, мезо- и микробрекчии), а также возможной примесью частиц импактных стёкол (до 10 %). Номенклатура видов пород вмещает характеристики всех этих особенностей; например: аутигенная мономиктовая мегабрекчия; копточактаклазит; аллогенная полимиктовая стеклосодержащая мезобрекчия.

*Класс импактитов* подразделяется на подклассы:

– протоимпактиты – породы, образованные негомогенизированными продуктами ударного плавления и их последующего остеклования или кристаллизации; протоимпактиты делятся на апоосадочные, апомагматические, апометаморфические;

– собственно импактиты – продукты гомогенизированных (гомогенный [*< греч. homogenes – однородный по составу*]) импактных расплавов.

Дальнейшее разделение и классификация импактных пород представлены в табл. 86 и 87.



Таблица 86

## Генетические соотношения различных коптогенных пород

Классы коптогенных пород	Ударно-метаморфизованные породы			Импактные литические брекчии		Импактиты	
Подклассы коптогенных (импактных) пород							
Возможные ранжированные таксоны (подразделения)	Слабо	Умеренно	Интенсивно	Аутигенные	Аллогенные	Протоимпактиты	Собственно импактиты
Апоосадочные	+	+	+			+	
Апомагматические	+	+	+			+	
Апометаморфические	+	+	+			+	
Мономиктовые				+	+		
Олигомиктовые					+		
Полимиктовые					+		
Весьма низкокремнезёмистые							+
Низкокремнезёмистые							+
Умереннокремнезёмистые							+
Высококремнезёмистые							+
Весьма высококремнезёмистые							+

## Классификация импактных пород и петрографические признаки

Формы залегания геологических тел	Ударно-метаморфизованные брекчии			Импактные литические брекчии			Импактиты
Автохтонные породы (или включенные в виде кластов аллохтонные породы)	Осадочные, магматические, метаморфические трещиноватые и брекчиевидные породы			Литические брекчии и коптокатаклазиты			Протоимпактиты *
Аллохтонные перемещённые породы (или инъецированные в автохтонные породы)	–	Литические брекчии (мега-, мезо-, микро-брекчии)	Литические стеклосодержащие брекчии (мега-, мезо- и микро-брекчии)	Зювиты	Тагамиты		Коптогиалиниты (импактные пемзы и шлаки)
					Обогащённые кластитатами	Без кластов или с небольшим их количеством, а также их полнокристаллический аналог	
Агрегатное состояние обломков	Нет	Л, К	Л, К, В	Л, К, В	Л, К	Л, К или нет	
Агрегатное состояние матрицы	Исходное	(К)	(К, В)	(К, В)	С, М	С, М	С

Окончание табл. 87

Формы залегания геологических тел	Ударно-метаморфизованные брекчии			Импактные литические брекчии			Импактиты
Содержание закалённых или раскристаллизованных продуктов ударного и импактного плавления (об. %)	Нет	Нет	<10	10–90	30–50	50–100	До 100

\* Содержат > 10 об. % мономинеральных стёкол ударного плавления.

*Примечания:* Л – литокласты (класты < греч. klaō – ломаю); К – кристаллокласты; В – витрокласты (витро < лат. vitrum – стекло); С – гологиалиновая матрица (голо- < греч. holos – весь; гиало- < греч. hialos – стекло); М – геми- или голокристаллическая матрица (геми- < греч. hemi – половина), в скобках дисперсное состояние минерального вещества в матрице). Голокристаллические импактиты могут называться в соответствии с их количественно-минеральным составом подобно магматическим породам: например К-гранит, К означает, что они возникли при импактном кратерообразовании.

*Тектиты* [*греч. tektos – расплавленный*] – небольшие природные тела различной формы с изборозждённой поверхностью, состоящие из силикатного стекла. Разновидности тектитов именуется по географическому положению полей их рас-



Тектит

сеяния, где они образуют скопления кайнозойских осадков, не будучи генетически связаны с ними: молдавиты из Южной Чехии, Южной Германии; австралиты из Австралии и Тасмании; индошиниты из Индокитая; малацзиты из Малайзии. За пределами полей рассеяния тектиты встречаются только в культурных слоях в древних захоронениях как предметы культового назначения (например, молдавиты в Австралии).

Формы тел пластинчатые, сфероидальные, каплевидные. Цвет от смоляно-чёрного до зеленовато-желтовато-оливкового. Размеры тел от нескольких миллиметров до десятков сантиметров; масса от сотен граммов. Плотность 2,4 г/см<sup>3</sup>.

Флюидальная структура, являющаяся характерной особенностью тектитов, свидетельствует об условиях быстрого плавления и быстрого охлаждения стекла; наличие включений, среди которых выделяются стекловидные и типа металлических шариков (Fe > 95 %, Ni 1,2–3,2 %).

Средний состав тектитов из различных полей рассеяния резко отличается от состава природных стёкол заведомо земного происхождения, с низким содержанием воды, низким показателем  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ .

Измеренный возраст тектитов составляет 0,63–34 млн лет.

Формируются (образуются) тектиты при ударных воздействиях крупных метеоритов или астероидов о Землю.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большая советская энциклопедия: в 30 т. / под ред. А.М. Прохорова, Н.К. Байбакова, А.А. Благоднарова [и др.]. – М.: Советская энциклопедия, 1969.
2. Горная энциклопедия: сайт / БСЭ. – 1984–1990. – URL: <http://www.mining-enc.ru/>
3. ГОСТ 25100–2011. Грунты. Классификация. – М., 2012. – 63 с.
4. Здорик Т.Б. Минералы и горные породы СССР. – М.: Мысль, 2012. – 488 с.
5. Маракушев А.А. Петрография. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 386 с.
6. Неволин А.П. Инженерная геология. Минералы и горные породы (термины и определения). Минералы. – Пермь: Изд-во Перм. нац. исслед. политехн. ун-та, 2017. – 236 с.
7. Петрографический кодекс России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 200 с.
8. Словарь иностранных слов, вошедших в состав русского языка. Материалы для лексической разработки заимствованных слов в русской литературной речи / сост. под ред. А.Н. Чудинова. – СПб.: В.И. Губинский, 1910. – 676 с.
9. Советский энциклопедический словарь / под ред. А.М. Прохорова. – М.: Советская энциклопедия, 1989. – 1632 с.

Учебное издание

НЕВОЛИН Анатолий Павлович,  
СЫЧКИНА Евгения Николаевна

**ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ  
(ТЕРМИНЫ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ)**

Учебное пособие

Редактор и корректор *Н.В. Бабинова*

---

Подписано в печать 26.11.19. Формат 60×90/16.  
Усл. печ. л. 31,875. Тираж 10 экз. Заказ № 197/2019.

---

Издательство  
Пермского национального исследовательского  
политехнического университета.  
Адрес: 614990, г. Пермь, Комсомольский пр., 29, к. 113.  
Тел. (342) 219-80-33.