V.M. BABAZADƏ

FAYDALI QAZINTILARIN GEOLOGİYASI

Birinci hissə

Yerin əmələ gəlməsi, daxili quruluşu və inkişafı; yer qabığının başlıca struktur elementləri, modelləri, geoloji xüsusiyyətləri. Faydalı qazıntı yataqlarının əmələgəlmə və yerləşmə şəraitləri

Ali məktəblər üçün dərslik

Azərbaycan Respublikası Təhsil Nazirinin 23 may 2012-ci il tarixli 907 saylı əmri ilə təsdiq edilmişdir.

BAKI – 2013

553
B 12

Elmi redaktoru:
Akademik **A.C. İsmayılzadə**

Rəyçilər:

- geologiya-mineralogiya elmləri doktoru, professor **V.G. Ramazanov**,
- geologiya-mineralogiya elmləri doktoru, professor **C.Ə. Azadəliyev**,
- Bakı Dövlət Universitetinin «Kristalloqrafiya, mineralogiya və geokimya» kafedrası,
- Azərbaycan Dövlət Neft Akademiyasının «Mineralogiya, petroqrafiya və litologiya» və «Ümumi, tarixi geologiya və hidrogeologiya» kafedraları

Babazadə V.M. Faydalı qazıntıların geologiyası. I hissə: Yerin əmələ gəlməsi, daxili quruluşu və inkişafı; yer qabığının başlıca struktur elementləri, modelləri, geoloji xüsusiyyətləri. Faydalı qazıntı yataqlarının əmələgəlmə və yerləşmə şəraitləri. Ali məktəblər üçün dərslik. I nəşr. Bakı: «Bakı Universiteti» nəşriyyatı, 2013, 284 səh. *Cədvəl* 10, *illüstr.* 96,

Dərslikdə faydalı qazıntı yataqlarının əmələ gəlməsinin ümumi geoloji şəraitindən və formalaşmasından bəhs edilir. Bu məqsədlə Yerin təkində baş verən geoloji proseslər, faydalı qazıntı yataqlarının yerləşməsinə nəzarət edən başlıca struktur elementlər, bəzi petroloji məsələlər və s. kitabda öz əksini tapmışdır.

$B\frac{1804060000}{M-658(07)}-001-2013$

© «Bakı Universiteti» nəşriyyatı, 2013

MÜQƏDDİMƏ

İlk dəfə Azərbaycan dilində işıq üzü görən «Filiz və qeyri-filiz faydalı qazıntı yataqları» (V.Babazadə, 1986-cı il) dərsliyinin nəşrindən iyirmi beş il keçmişdir. Bu müddət ərzində faydalı qazıntıların geologiyasının bir çox nəzəri məsələləri yenidən işlənilmiş, planetimizin müxtəlif regionlarında yeni, o cümlədən unikal yataqlar açılmış, xarici geoloji ədəbiyyatdan əsaslı şəkildə istifadə etmək imkanı yaranmışdır. Yer elmləri sahəsində bir əsrdən artıq müddət ərzində hakim mövqe tutan «geosinklinal nəzəriyyə» müasir elmi dəlillərin təsiri altında öz yerini «yeni qlobal tektonika» konsepsiyasına vermiş, Dünya okeanının quruluşu haqqında əhəmiyyətli məlumatlar əldə edilmişdir. Heç şübhəsiz, müxtəlif ölkə alimləri tərəfindən toplanılmış materialın əhəmiyyətini qiymətləndirmək çətindir və onlar haqqında qısaca da olsa məlumatlanmaq məqsədəuyğundur.

Oxucuların mühakiməsinə çıxarılan bu dərslikdə Faydalı qazıntı yataqlarının geologiyasının ümumi və xüsusi məsələlərinə həsr edilmiş fəsillər təkrarən işlənilmiş və ən yeni məlumatlar hesabına genişlənmişdir.

Kitabın ən əsas fərqləndirici cəhətlərindən biri onun birinci fəslində yeni geodinamik baxımdan Yerin əmələ gəlməsi, daxili quruluşu və inkişafı ilə bağlı başlıca məsələlərin şərh edilməsidir. Bunu biz vacib hesab edirik, çünki müxtəlif tip faydalı qazıntı yataqlarının əmələ gəlməsini nəzəri cəhətdən təhlil etmək üçün qaldırılan məsələləri bilmək lazımdır. Eyni zamanda dərslikdə ilk dəfə olaraq müstəqil Azərbaycan Respublikasının filiz və qeyri-filiz faydalı qazıntı yataqlarının geniş panoramı verilmişdir. Eyni zamanda yanar faydalı qazıntılar haqqında da kifayət qədər ətraflı məlumat verilmişdir. Nəhayət, dərslikdə xeyli sayda cədvəllər, şəkillər, sxemlər verilmişdir ki, bu da təqdim edilən materialın daha yaxşı dərk edilməsinə xidmət edir.

Məlum olduğu kimi, «Faydalı qazıntıların geologiyası» fənni «Geologiya» ixtisası üzrə təhsil alan bakalavr və magistrlər üçün ən əsas fənlərdən biri hesab edilir; fənnin yaxşı qavranılması üçün kitabda Ümumi və regional geologiya, Geotektonika, Mineralogiya, Geo-

kimya, Petroqrafiyaya və s. aid olan məsələlər araşdırılmışdır. Bu elm sahələrini yaxşı qavramadan Faydalı qazıntıların geologiyası ilə bağlı məsələləri dərindən mənimsəmək çətindir.

Dərslik dörd hissədən ibarətdir. *Birinci hissədə* ümumi geoloji məsələlər, faydalı qazıntı yataqlarının əmələ gəlmə və yerləşmə şəraitləri, *ikinci hissədə* filiz faydalı qazıntıları, *üçüncü hissədə* qeyri-filiz faydalı qazıntıları və nəhayət, *dördüncü hissədə* bərk yanar faydalı qazıntılar təsvir edilmişdir.

YERİN ƏMƏLƏ GƏLMƏSİ, DAXİLİ QURULUŞU VƏ İNKİŞAFI

1.1. Mantiya və okean qabığı

Mantiya yer səthinə konsentrik yerləşən üç seysmik hissədən ibarətdir: *yuxarı mantiya, keçid zonası* (anomal sürət qradiyentləri ilə) və *aşağı mantiya.* Yuxarı 400 km-lik mantiya çox aşağı sıxlıq qradiyentləri ilə fərqlənir; keçid zonasına (400-1050 km) gəldikdə, burada sıxlığın kəskin şəkildə artdığı sahələr vardır; 1050 km-dən dərinlikdə aşağı sıxlıq qradiyentli böyük bir zona yerləşir. Bu zona nüvənin sərhədinə qədər (2885 km dərinlikdə) nüfuz edir. Güman edilir ki, mantiyanın oturacaq hissəsində daha bir keçid zonası mövcuddur.

Sıxlıqdan fərqli olaraq, mantiyanın mineral və kimyəvi tərkibləri haqqında məlumat xeyli azdır; bununla belə, fiziki məlumatlara, meteoritlər haqqında əldə edilən məlumatlara, habelə, geoloji materiallara istinad edərək bəzi nəticələr çıxarmaq olar.

Fiziki məlumatlar. Dərinlikdə hansı tip süxurların mövcud olmasını təyin etmək üçün istifadə edilir. Bu zaman sıxlıqdan başqa, onunla üzvi şəkildə bağlı olan diqər bir parametr – *litostatik təzyiq* (yuxarıda yatan süxurların çəkisinin əmələ gətirdiyi təzyiq) də nəzərə alınmalıdır. Ərimə və konveksiya ilə bağlı fikir yürütmək üçün temperatur faktoru çox vacibdir. Mantiyadaxili temperatur və təzyiq, daha doğrusu, onlarla bağlı olan sıxlıq məlumdursa, mantiya süxurlarından götürülmüş nümunələrin fiziki xüsusiyyətlərini öyrənməklə bu süxurların mantiyaya nə dərəcədə uyğun olması haqqında mülahizə yürütmək olar.

Meteoritlərdən əldə edilmiş məlumatlar maddənin güman olunan tərkibi haqda fikri dəqiqləşdirməyə imkan verir. Yerin xondrit modelinə uyğun olaraq Yerin ilk öncül mantiyasını xondritlərin silikat fazalarına oxşatmaq olar. Bu nəzəriyyə, elementlərin elektron xüsusiyyətlərinə görə paylanması nəzəriyyəsi ilə birlikdə süxurların ümumi tərkibinə və dərinliyə getdikcə bu tərkibin dəyişmə xüsusiyyətinə əlavə məhdudiyyətlər qoyur.

Geoloji materiallar. Mantiyaya aid olan geoloji məlumat çox

vacib mənbə hesab edilir. Yer səthində aşkar edilən mantiya süxurlarından başlıcaları vulkanik bazaltlar və onlarda saxlanılan (yəqin ki, mantiya materialının) daxilolmalardır (ksenolitlər, qırıntılar). Mantiyanın güman edilən tərkibi ilə ərimə məhsulları (bazaltlar və b.) arasında əlaqə eksperimental petrologiyanın müxtəlif üsulları vasitəsilə müəyyən edilir ki, bunun da nəticəsində mantiyanın 600 km-lik yuxarı qatında mövcud olan temperatur və təzyiqi bərpa etmək olur. Vulkan püskürmələri ilə nəticələnən zəlzələlərə istinadən, demək olar ki, bazaltların mənbəyi bu dərinliyə uyğun gəlir.

Mantiya dərinliklərinə nüfuz edən kimberlit boruları, habelə, istər okean qabığı, istərsə də yuxarı mantiya süxurlarını özündə yerləşdirən və üstəgəlmə tektonikası nəticəsində yer səthinə çıxarılan ofiolitlər də geoloji məlumat kimi böyük maraq doğururlar. Ofiolitlər o dərəcədə böyük əhəmiyyət kəsb edirlər ki, mantiyanın tərkibini okean qabığından ayrılıqda öyrənmək mümkün hesab edilmir.

Yuxarı mantiya: eklogit və ya peridotit? Mantiyanın tərkibini öyrənməkdən öncə bir suala cavab vermək lazımdır: okean qabığını, demək olar ki, bütünlüklə təşkil edən və quruda həddən artıq geniş yayılmış bazalt süxurları hansı maddədən əmələ gəlmişlər? Belə istinad maddəsinin axtarışı iki tip süxur arasında seçimə gətirib çıxarır: peridotitlərlə eklogitlər arasında.

Peridotit – geniş mənada böyük bir qrup ultraəsasi süxurların umumiləşdirilmiş adı olub, tərkibi 80% olivindən və 20% piroksendən ibarətdir. Peridotitlər tektonik linzalar şəklində cavan qırışıqlıq qurşaqlarında, okean adalarında (əsas etibarı ilə bazaltlarda daxilolmalar şəklində), qədim qitə vilayətlərinin (Cənubi Afrika, Qərbi Avstraliya) almazdaşıyan kimberlit borularında rast gəlinir. Kimberlit boruları qranat daxilolmaları ilə zəngin olan peridotit, müəyyən miqdar eklogit və almaz (çox zaman) saxlayır; bütün bunlar əsas etibarı ilə mika minerallarından ibarət olan incədənəvər sementdə yerləşmişdir.

Eklogit – yüksək təzyiq və aşağı temperaturlarda əmələ gələn metamorfik süxurdur. Kimyəvi tərkibinə görə bazaltlara yaxındır. Mineraloji cəhətdən eklogitlər təxminən bərabər miqdarda giltorpaqlı (başqa sözlə, alüminiumla zənqinləşmiş) piroksen və qranat saxlayır. Eklogitlər də (peridotitlər kimi) cavan dağ qurşaqlarında (məsələn, Alplarda, Himalayda və b.) rast qəlinir və metamorfizləşmiş bazalt hesab edilirlər:

plaqioklazlı çöl şpatı+piroksen + olivin → *bazalt*

qranat + giltorpaqlı piroksen + kvars → *eklogit*

Eklogitlə peridotit arasında başlıca fərq ondan ibarətdir ki, eklogit daha çox qranat saxlayır, peridotitdə isə olivin üstünlük təşkil edir; bundan başqa, eklogitdə piroksen çoxdur və o, silisiumla nisbətən zəngindir.

Hər iki halda qabıqla mantiya arasındakı sərhədin təbiətini, başqa sözlə, Moxoroviçiçiç («M») sərhədini nəzərdən keçirmək maraqlıdır. Bu sərhəddən yuxarıda okean qabığı bazalt tərkiblidir, qitə qabığı isə kimyəvi və mineraloji tərkibinə görə okean qabığından kəskin surətdə fərqlənir (qitə qabığında tonalitlər və qranulitlər üstündür). Əgər yuxarı mantiya eklogit tərkiblidirsə, o zaman «M» okean sərhədi eyni tərkibli bazaltların aşağı temperaturdan yuxarı temperaturlu formaya faza keçidini təmsil edəcəkdir. Yuxarı mantiyanın peridotitlərinə gəldikdə, burada «M» okean sərhədi tərkibin dəyişməsini əks etdirir: bazalt tərkibli əsas qabıqdan ultraəsasi tərkibli yuxarı mantiya peridotitlərinə doğru. Hər iki halda «M» qitə sərhədi tərkibin dəyişməsini əks etdirməlidir.

Bazalt-eklogit faza keçidinə dair eksperimental məlumatlar bu sərhədi inamla keçirməyə imkan vermir, lakin dərinlikdə temperatur nə qədər çox olarsa faza keçidi də bir o qədər dərindən keçirilə bilər. Bu səbəbdən, yüksək geotermik qradiyentə malik olan rayonlarda qitələrdəki aşağı qradiyentli rayonlarla müqayisədə eklogitli yuxarı mantiyada «M» sərhədi daha dərində olmalıdır. Geotermik qradiyentlə «M» seysmik bölgüsünün dərinliyi arasında heç bir korrelyasiya əlaqəsi müşahidə olunmur. Digər tərəfdən, eklogitin əmələ gəlməsi üçün «M» okean sərhədində tələb olunandan daha artıq yüksək təzyiq lazım gəlir. Nəhayət, eklogit modelini qəbul etmək üçün eklogitin bütünlüklə 100% əriməsini qəbul etmək lazımdır ki, ərinti kimyəvi tərkibinə görə bazalt maqmasına uyğun gəlsin. Bu halda tam ərimiş qat S-dalğalarını büsbütün keçirməli idi, gerçəkdə isə bu baş vermir. S-dalğalarının müşahidə edilən zəif keçməsi az miqdarda natamam əriməni (bir neçə faiz) göstərir. Bu – peridotit modelinin mümkün olmasını göstərir.

Beləliklə, eklogitin tərkibcə bazalta yaxın olmasına baxmayaraq bu heç də o demək deyildir ki, eklogit bazalt üçün istinad materialı olmuşdur. Əksinə, bu tamamilə belə bir halın mümkünlüyünü istisna edir.

1.1.1. Yuxarı mantiya və okean litosferi

Mantiya haqqında əldə etdiyimiz kifayət dərəcədə böyük məlumat plitələr tektonikası nəzəriyyəsinin meydana gəlməsi ilə bağlıdır. Məlum olmuşdur ki, okean dibi bir yerdə dayanmır. O, mantiyadan əmələ gəlir və müəyyən müddətdən (100 mln. il) sonra yenidən ona qayıdır. Belə təsəvvürdən müxtəlif nəticələr çıxarmaq olar. Konkret olaraq, okean plitəsinin hansısa hissəsi okeanın qapanmasının son mərhələlərində yaxınlaşma zonalarında (*subduksiya*) dağılmaqdan (*destruksiya*) xilas olaraq bir-birilə toqquşan qitələrdən birinin qırağında (*forland*) sürüdülüb gətirilir (*obduksiyaya məruz qalır*) və səciyyəvi ofiolit assosiasiyasını əmələ gətirir. Geoloji kəsilişlərdə ofiolit komplekslərinin çoxsaylı nümunələri aşkar edilmişdir. Onlardan ən səciyyəvisi Kiprdəki Troodos massivindədir. Güman edilir ki, Troodos ofiolitlərinin obduksiyası Tetis okeanının (qədim Aralıq dənizi) qapanması nəticəsində üçüncü dövrdə, Kiprin Afrika qitəsi forlandı altına itələnməsi isə miosendə baş vermişdir.

Ofiolitlərin öyrənilməsi o səbəbdən vacibdir ki, okean qabığının və yuxarı mantiyanın ayrı-ayrı qatlarının petrologiyası okean vilayətlərinə xas olan bu qatların daha ümumi seysmik xüsusiyyətləri ilə müqayisə edilə bilər. Əlbəttə, qitələrdəki ofiolit assosiasiyasının varlığı onu göstərir ki, bu süxurlar okean qabığının tipik nümayəndələri deyildilər. Çünki:

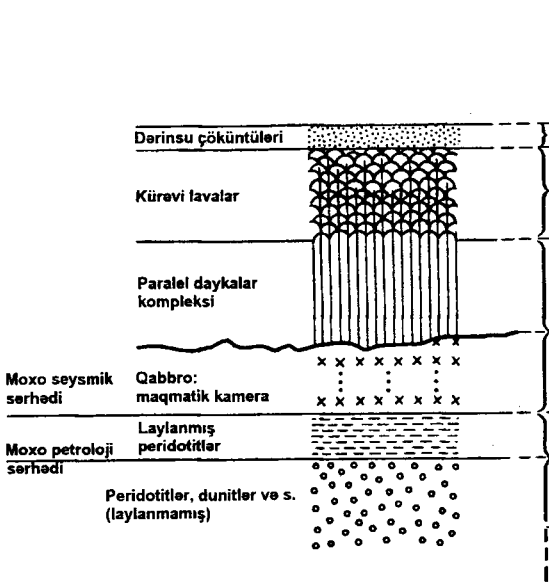
1. Ofiolit kompleksləri okean qabıgı ilə müqayisədə xeyli nazikdirlər: ofiolitlərdə okean qabığına aid edilə bilən və onun mantiyasını döşəyən materialın qalınlığı 2-4 km olduğu halda, Dünya okeanının əksər rayonlarında qabığın qalınlığı 5 km-ə qədərdir;

2. Okean qabığı üçün səciyyəvi olan maqnit anomaliyaları ofiolit komplekslərinin inkişaf taptığı heç bir rayonda hələ ki, aşkar edilməmişdir;

3. Ofiolitlərdəki seysmik sürət, normal okean qabığı ilə müqayisədə xeyli aşağıdır (şəkil 1).

Bu cür qeyri-müəyyənlikləri müxtəlif səbəblərlə izah etmək olar. Məsələn, ofiolit kompleksləri üstəgəlmə prosesləri nəticəsində çox zaman ayrı-ayrı tərkib hissələrinə parçalanırlar, lakin əmələ gəlmiş bu nazik seriyaları adalar qövslərinin arxasında yerləşmiş arxa kənar hövzələrdən (hazırda bu cür hövzələr Sakit okeanın qərb hissəsində yerləşmişdir) və yaxud okean dibinin aralanan silsilələrinin ya-

xınlığından daşınma ilə də izah etmək olar. Maqnit anomaliyalarına gəldikdə, onlar hidrotermal metamorfizm prosesi nəticəsində itə bilərdi; ofiolitlərdə metamorfizm əlamətləri müşahidə edilir, baxmayaraq ki, öyrənilən ofiolit komplekslərinin böyük əksəriyyəti, guman edildiyi kimi, qec mezozoyun uzun müddət normal gütblü epoxasında okean litosferi süxurlarından əmələ gəlmişdir. Seysmik sürətə gəldikdə, bu sürətin aşağı düşməsini də hidrotermal metamorfizmin nəticəsi hesab etmək olar. Onu da göstərmək lazımdır ki, bu cür metamorfizm ilkin silikat minerallarının, xusüsən də olivinin intensiv şəkildə dəyişməsi nəticəsində şişmiş gil minerallarının və serpentinin əmələ gəlməsi nəticəsində baş verə bilər. Bu dəyişmələr, eləcə də maddənin yuxarı qalxan zaman doğranması və çatlaması istər-istəməz seysmik dalğaların sürətinin azalmasına səbəb olur. Ofiolitlərlə normal okean qabığı (şəkil 1-in sağ tərəfi) arasındakı məlumatların müxtəlifliyinə baxmayaraq, fikrimizcə, bu iki növ arasında böyük uyğunluq vardır.



	Tipik ofiolitlər		Normal okean qabığı	
	Qalınlıq, km	P-dalğalarının sürəti, km/san	Qalınlıq, km	P-dalğalarının sürəti, km/san
1 qat	Təxm. 0,3	–	0,5	2,0
2 qat	0,3 – 0,7	3,3	1,7	5,0
	1,0 – 1,5	4,1	1,8	6,7
3 qat	2 – 5	5,1	3,0	7,1
4 qat	7,0-ə yaxın	2,5 – 4,2	–	8,1

Şəkil 1. Tipik ofiolit kompleksinin petroloji və seysmik xüsusiyyətləri və ofiolit kompleksinin qalınlığının okean qabığı qatlarının seysmik xüsusiyyətləri ilə müqayisəsi (qatların qalınlığı miqyassız göstərilib)

Əgər qəbul etsək ki, ofiolitlər həqiqətən okean litosferini təmsil edirlər, bu halda litosferi təşkil edən süxurlar və onların təkamülü haqqında hansı məlumatları əldə etmək olar? Dərin su qazma quyula-

rından çıxarılan kernlərə əsasən, demək olar ki, kəsilişin yuxarı hissəsi dəmir və manqanla zəngin qumdaşlarından, silisiumlu süxurlardan, gil şistlərindən və əhəngdaşlarından ibarətdir. İstər bu çöküntülər, istərsə də onlardan aşağıda yatan kürə (yastıqça) şəkilli toleit lavaları kompleksi ağır metalların (Cu-Zn) sulfid filizlərini saxlayırlar. Güman edilir ki, bu filizlər yeni əmələ gəlmiş okean litosferində yüksək temperatur qradiyentlərinin fəaliyyət göstərdiyi zaman hidrotermal məhlullardan çökərək ayrılmışlar. Kürəvi lavalar lava süxurlarının soyuq dəniz suyu ilə təması nəticəsində əmələ gəlmişlər. Lava iri dənəvər qabbroya bazit maqması kamerasından çoxsaylı çatlar vasitəsilə daxil olaraq paralel daykalar kompleksini əmələ gətirmişdir (şəkil 1-ə bax) Paralel daykalar kompleksi aşağıda (3-cü seysmik təbəqənin özülündə) plutonik qabbro ilə əvəz olunur. Bu intruziv süxurlar özlərinə məxsus fraksion kristallaşma teksturu ilə seçilirlər: ilk öncə olivin və az miqdar piroksen birgə kristallaşır. Onların hər ikisi əsasi maqma ilə müqayisədə daha sıxdırlar və buna görə də kameranın dibinə çökərək 4-cü seysmik təbəqənin tavanında *kristallik kumulyatları* – laylı peridotitlər horizontunu əmələ gətirirlər (şəkil 1-ə bax). Güman edilir ki, okean qabığı ilə yuxarı mantiya arasında seysmik sərhəd (bölgü) aşağıda 3-cü və 4-cü təbəqələrin sərhədində qabbronun laylı peridotitlərə keçdiyi yerdədir (şəkil 1-ə bax).

Daha iki məsələni aydınlaşdırmaq lazımdır: ofiolitlərdə peridotitlər nə dərəcədə dəyişməyə məruz qalmışdır və ofiolit süxurları bütün mantiya üçünmü tipikdir? Tükənməz mantiya materialını maqmanın əriməsi nəticəsində əmələ gələn (bəzi kimyəvi elementlərlə «kasıblaşması» zamanı) materialdan ayırmaq lazımdır. Ofiolit kompleksinin laylaşmayan, massiv ultraəsasi süxurları adətən mürəkkəb kimyəvi tərkibə malik olurlar və qneys şəkilli strukturların əmələ gəlməsinə qədər güclü metamorfizləşməyə məruz qalırlar. Ofiolitlərdə ən geniş yayılmış aşagıdakı süxurlardır: harsburgitlər – əsas etibarı ilə olivindən (80%-ə qədər) və az miqdar ortopiroksendən (20%-ə qədər) ibarətdir; dunitlər – demək olar ki, olivindən təşkil olunmuşdur; lertsolitlər az inkişaf etmişdir, onlarda olivin üstünlük təşkil edir (60%-ə qədər), lakin ortopiroksen və klinopiroksen də (30%-ə qədər) iştirak edir. İkincidərəcəli komponentlər şpinel ($MgAl_2O_4$), qranat ($Ca-Mg_2Al_2Si_3O_{12}$) və plagioklazdır ($CaAl_2Si_2O_8$). Plagioklaz adətən az miqdarda ofiolit lertsolitlərində saxlanılır.

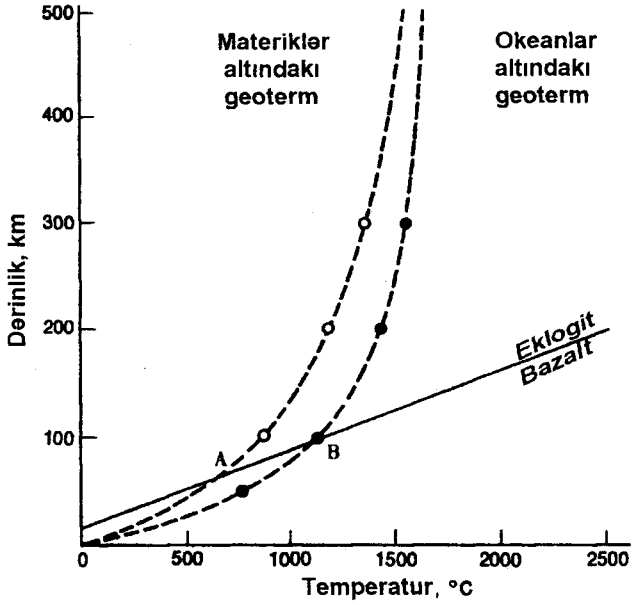
Buraya yuxarı mantiyadan əldə edilmiş digər məlumatları əlavə edək:

a) Kimberlit borularında daxilolmalar şəklində tapılan peridotitlər. Bəzi kimberlitlər ən azı 150 km dərinlikdən yer səthinə qalxmışlar; onlarda rast gəlinən almaz (kömürün və ya qrafitin yüksək təzyiqdə kristallaşan fazası) yalnız bu dərinlikdə əmələ gələ bilir. Orada ən geniş yayılmış süxur qranatlı lertsolitdir;

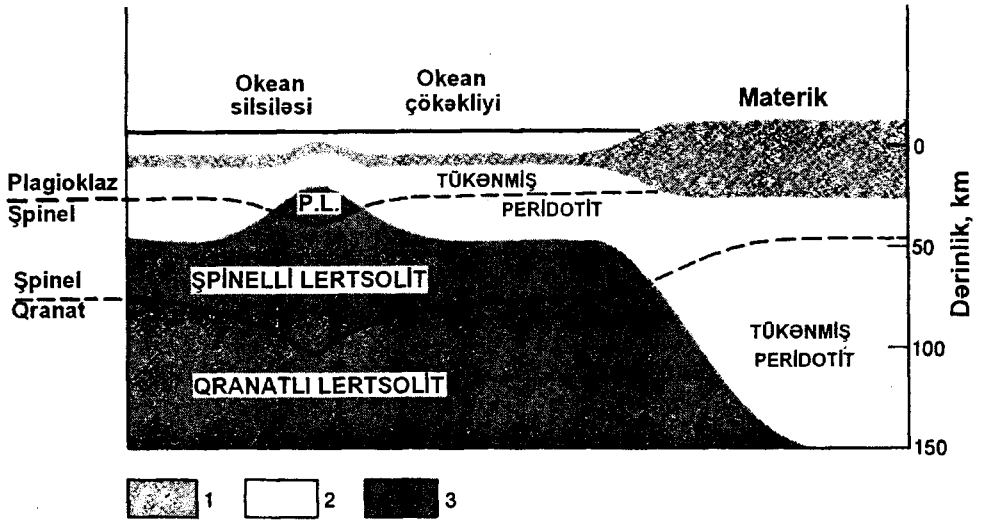
b) Bir çox okean adalarında və bəzi qitədaxili vulkan bazaltlarında rast gəlinən ultraəsasi süxur daxilolmaları və yaxud ksenolitlər. Bu daxilolmalar 1-10 sm ölçüsündədir. Onların böyük əksəriyyəti *qalıq materialın ksenolitləri*, başqa sözlə, tükənmiş mantiya süxurlarının parçaları (qismən ərimədən sonra qalmış) hesab edilirlər və bazalt ərintisinin əmələ gəldiyi sahədən yuxarıya ərinti vasitəsilə çıxarılmışlar. Bazaltlar müxtəlif dərinlikli horizontlardan qalxdığından, eyni sözü ultraəsasi süxur daxilolmaları haqqında da demək olar, lakin bu daxilolmaların mantiyanın parsial ərintiləri hesab edilən bazaltlarda iştirak etməsi onu göstərir ki, bu daxilolmalar təzə, tükənməz mantiya materialını təmsil etmirlər. Onların böyük əksəriyyəti ən yüksək ərimə temperaturuna malik olan olivinlə, yəni ən çətin əriyən başlıca mantiya mineralı ilə zənginləşmişdir. Nadir hallarda digər tərkibli daxilolmalar rast gəlinir. Onlardan okean adaları qələvi bazaltlarında iştirak edən müxtəlif növ, əsasən şpinelsaxlayan lertsolitləri göstərmək olar; bu bazaltların ərimə sahəsi 50-100 km dərinlik diapazonuna uyğun gəlir (şəkil 2).

Pirolit və lertsolit: yuxarı mantiya modeli. D.Qrin və A.Rinqvud tərəfindən təklif edilən *pirolit modelinə* görə, toplanılan mantiya süxur nümunələrinin böyük əksəriyyəti (dunit, harsburgit və b.) qismən əriməyə məruz qalmış və bazaltın əmələ gəlməsinə səbəb olan materialdır. Bu səbəbdən, model müəlliflərinin fikrincə, tükənməz yuxarı mantiya tərkibli tədqiqat materialını əridərək bazalt ərintisinin tiplərini təyin etmək olar. Tədqiqat üçün götürülən dörddə üç qatışıq hissə ən çox tükənmiş materialdan, yəni dunitdən, dörddə bir hissə isə toleit bazaltlarından ibarət olmuşdur. Model müəllifləri bu qatışığı *pirolit* (piroksen+olivin süxuru) adlandırmışlar. Yuxarı mantiya şəraitinə (təzyiq, temperatur və uçucuların miqdarı nəzərə alınır) uyğun şəraitdə qələvi bazaltlardan toleitlərə və pikritlərə, maqneziumla zəngin olan lavalara qədər bir sıra (natamam əriməni inkişaf etdirməklə) ərinti alınmışdır.

Yuxarı mantiyanın tərkibi sxematik olaraq şəkil 3-də göstərilmişdir.



Şəkil 2. Yuxarı mantiyada geotermik qradiyentlərin qiymətləndirilməsi və onların bazalt-eklogit faza sərhədi ilə əlaqəsi. Yuxarı mantiya eklogit tərkibli olsa idi, o zaman Moxoroviçiçiç sərhədi materiklər altında A nöqtəsi dərinliyində, okeanlar altında isə B nöqtəsi dərinliyində olardı (K.İto və G.Kennediyə görə).



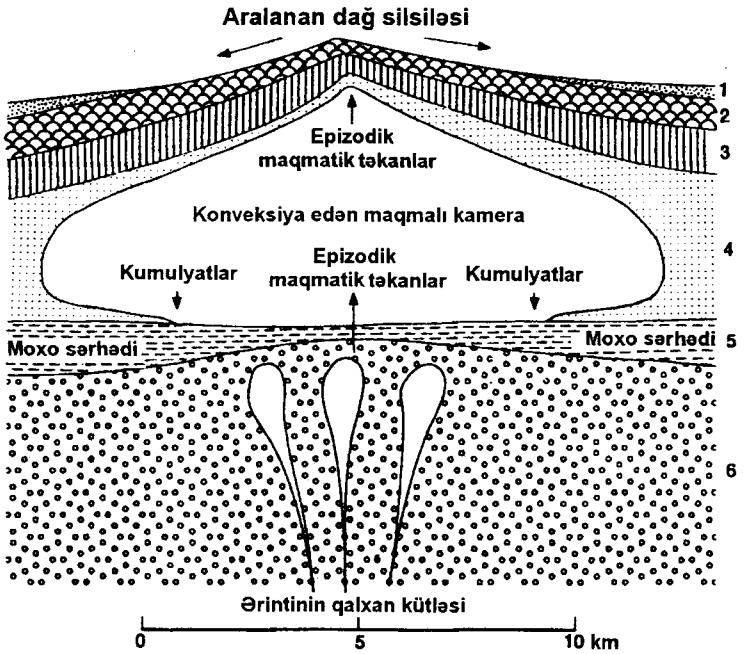
Şəkil 3. Okean və qitə rayonları altındakı yuxarı 150 km mantiyadan keçən sxematik kəsiliş (subduksiya zonasındakı mürəkkəbləşmə nəzərə alınmadan). Tükənmiş mantiya materialından okean rayonlarındakı tükənməz materiala keçid aşağı sürətlər zonasının tavanına uyğun gəlir: 1-qabıq; 2-tükənmiş mantiya; 3-nisbətən tükənən mantiya; P.L.-plagioklazlı lertsolit.

Seysmik məlumatlara görə, qitə qabığı təxminən 4 dəfə okean qabığından qalındır və bu qalınlıq durmadan artır. Mantiyanın qitə və okeanların altında yerləşən xüsusiyyətindəki fərq təxminən 700 km-ə qədər izlənilir. Qitələrin altında yerləşən mantiyada uzununa seysmik dalğaların sürəti daha yüksəkdir, çünki qitə qabığını əmələ gətirən dərin və çətin əriyən bünövrə zonası vardır. Qabıq və yuxarı mantiya birlikdə qalın və bərk mütəhərrik plitə əmələ gətirirlər. Buna görə, 3-cü şəkildə qitə altında tükənmiş mantiya peridotitlərinin qalın zonası göstərilmişdir.

Okeanlar altında yerləşən fəal dağ silsiləsi zonasından uzaqlaşdıqca tükənmiş mantiya qatının qalınlığı kəskin surətdə artır (şəkil 4). Okean çökəklərində bu qat harsburgit və tükənməz lertsolit linzalarını saxlayan dunitlərdən ibarətdir. Hesab edilir ki, bu qatın özülü izotermikdir və aşağı sürətlər zonasının tavanına uyğun gəlir. O, okean silsilələri altında kiçik dərinlikdə (təxminən 5-30 km) yerləşmişdir. Digər yerlərdə bu dərinlik daha böyükdür. Daha artıq dərinlikdə nisbətən tükənməz lertsolitlər yatır. Aşagı sürətlər zonası (50-200 km dərinlikdə) qismən ərimiş, kifayət dərəcədə təzə lertsolitlə təmsil olunmuşdur, çünki vulkan fəaliyyəti nəticəsində bu zonadan lokal şəkildə kiçik həcmdə ərinti kənarlaşır.

Təzyiqin artmasına cavab olaraq şpinelli lertsolitdən qranatlı lertsolitə keçid sıxlığın artması (təxminən 60 kq/m^3) ilə yanaşı gedir. Qranatlı lertsolit böyük bir sahənin xüsusiyyətini təxminən 100 km dərinlikdən 400 km-ə, keçid zonasının tavanına qədər təyin edir. Bu dərinlikdən vulkan ərintiləri az ayrılırlar və onların səthdəki yeganə nümayəndələri kimberlit qatışıqlarıdır.

Tükənmiş qalın peridotit qatları (qitələr altında yatan peridotit qatları kimi) okean qabığı altında toplanmayır, çünki okean litosferi əmələ gəlməsindən təxminən 10^8 il sonra yenidən subduksiya zonalarında mantiya tərəfindən udulur. Ancaq bu material subduksiya zonalarında əhəngli-qələvi maqmanın əriməsinə imkan yaradır və müvafiq olaraq, udulan maddə daha çətin əriyəndir və ultraəsasi tərkibə malikdir. Bu maddə aralanan dağ silsilələrində formalaşan okean litosferi maddəsindən çətin əriməsi və daha çox əsasiliyi ilə fərqlənir. Bu o deməkdir ki, Yerin inkişafı tarixində mantiya ardıcıl olaraq öz ümumi (kütləvi) tərkibini dəyişmişdir. Bu isə iri kimyəvi müxtəlifliyin yaranması ilə nəticələnmişdir.



Şəkil 4. Aralıq okean silsiləsindən keçən sxematik kəsiliş. Okean qabığı və yuxarı mantiyanın strukturu və tərkibinin təkamülü göstərilmişdir: 1-çöküntülər; 2-lavalar; 3-paralel daykalar kompleksi; 4-qabbro (maqmatik kamerada kristallaşır və fraksiyalaşır); 5-laylı peridotit kumulyatları; 6-tükənmiş harsburgitlər, aşağıda nisbətən az tükənmiş ərimə zonasının lertsolitlərinə keçir. Şaquli və horizontal miqyaslar təxminidir [J.Kan, İ.Gass və b.-na görə; sadələşdirilmişdir].

1.1.2. Keçid zonası

Mantiyanın daha uzaq və əlçatmaz hissəsinin (400-1050 km dərinlikdə) seysmik üsulla öyrənilməsi nəticəsində sürət kəsilişində 3 sürət sıçrayışı ayrılmışdır (K.Burke və b.): 400, 650 və 1050 km dərinlikdə. Onlar sıxlıq kəsilişi ilə yaxşı korrelyasiya olunurlar, bütün bu zonada isə sıxlıq 3500-dən 4600 kq/m^3-ə qədər artır.

1.1.3. Aşağı mantiya

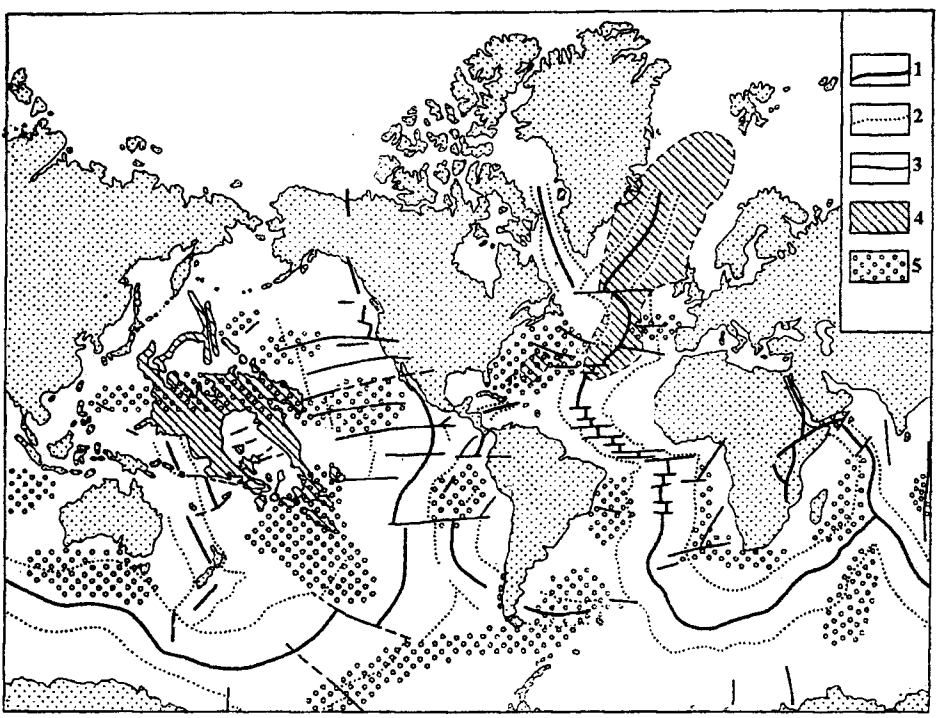
Aşağı mantiya 1050 km dərinlikdən aşağıya 2885 km-ə qədər nüfuz edir. Sıxlıq burada xətti olaraq 4600-dən 5500 kq/m^3-ə qədər artır. Yeganə qeyri-xətti əlamət yeri – mantiyadan nüvəyə keçid sahəsidir. Burada köndələn dalğaların sürəti dərinliyə getdikcə aşağı düşür; bu, yüksək temperaturlar qradiyentinin nəticəsi hesab olunur. F.Berçə görə, aşağı mantiya nisbətən yekcins sahədir, burada sıxlıq

yalnız yuxarıda yatan kütlənin çəkisi hesabına artır.

1.2. Dinamik mantiya

1.2.1. Plitə – hərəkət edən vahid kütlə

Dünya okeanı dörd okeanı birləşdirir: Sakit, Atlantik, Hind və Şimal Buzlu okeanları. Yer səthində onların tutduğu sahə 360 mln. km^2-dır. Bu planetin səthinin təxminən 70,8%-ni tutur. Onun hüdudlarında dörd başlıca tektonik element ayırırlar: okean qitələri, orta okean silsilələri, riftlərlə, köndələn transform qırılmalar və sahilyanı ada qövsləri (şəkil 5).



Şəkil 5. Dünya okeanı dibinin başlıca geoloji strukturları: 1-aralıq-okean silsilələrinin oxları; 2-onların kənarları; 3-əsas transform qırılmalar; əsas yayılma sahələri; 4-okean bazaltları; 5-dəmir-manqan konkressiyaları.

Okean plitəsi üçtəbəqəli quruluşa malikdir. Üst təbəqə (orta qalınlığı – 300 m) zəif kipləşmiş kaynozoy çöküntülərindən ibarətdir (seysmik dalğaların sürəti 2 km/san). İkinci təbəqə (orta qalınlığı – 1500 m) kipləşmiş çöküntülərdən təşkil olunub, təbaşir yaşından başlayaraq on-

lar zəif diferensiasiyalaşmış subqələvi bazaltlarla növbələnirlər. Güman edilir ki, üçüncü təbəqə qabbrodan ibarət olub, dərinlikdə yuxarı mantiyanın peridotitlərinə keçir (seysmik dalğaların sürəti 6,7 km/san).

Orta okean silsilələri və onları kəsən transform qırılmalar okean dibinin mobil strukturlarına aiddir. Onların hüdudlarında istər plutonik, istərsə də vulkanik süxurlar məlumdur. Dərinlik maqmatik süxurları içərisində harsburgitlər üstündür, dunitlər, qabbro, melanokrat dioritlər və plagioqranitlər də məlumdur. Vulkanik süxurlar yalnız kaynotip subqələvi toleit bazaltları ilə təmsil olunmuşdur.

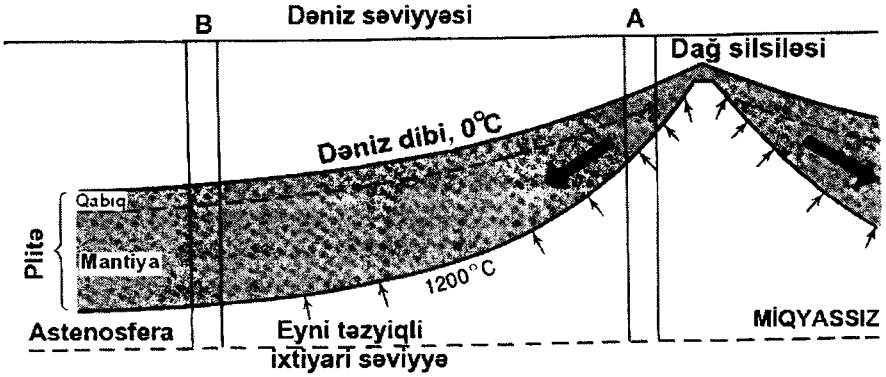
Beləliklə, okean dibi strukturlarında yalnız alp tsiklinin bazaltoid formasiyasının maqmatik süxurları iştirak edir. Hər hansı bir faydalı qazıntı yataqları onlarda hələ ki, müəyyən edilməmişdir. Yalnız bəzi yerlərdə sərbəst mis, pirit, pirrotin, pentlandit, ilmenit və maqnetit möhtəvisi qeyd olunur. Qitələrin metallogeniyasının analoqu olaraq, okean dibinin püskürmə süxurlarında xromitin və titanomaqnetitin maqmatik yataqlarının, habelə bazaltofil qrupunun digər maqmatogen yataqlarının aşkar edilməsini güman etmək olar.

Sahilyanı ada qövsləri okeandan qitəyə keçən sahədir. Bu sahə maqmatizmin rəngarəngliyinə görə fərqlənir və filizəmələgəlmə nöqteyi-nəzərindən çox məhsuldardır.

Hesab edilir ki, sıra dağların, okean silsilələri və novlarının, eləcə də relyefin digər formalarının əmələ gəlmə səbəbi plitələrin nisbi hərəkəti hesabına baş verir. Yer səthini örtən bu plitələr, özlərini bu və digər dərəcədə bərk bloklar kimi aparır və qabararaq qalxırlar. Tektonik proseslər əsasən onların kənar hissələrində baş verir.

Təyinatına görə, plitə şəklini çox tez dəyişən (axar) mantiya üzərində yer səthi ilə hərəkət edən vahid kütlədir. Buna görə, hesab oluna bilər ki, plitə litosferin bütöv böyük bir parçasıdır. Bu, okean plitəsi üçün gerçək hesab olunsa da, qitə plitəsinə bir o qədər şamil olunmur.

Okean plitəsi okean silsiləsi yanında əmələ gəlir və ondan uzaqlaşdıqca qalınlığını artırmaga başlayır. Plitənin qalınlıgını birbaşa seysmik ölçülmələrlə təyin etmək qeyri-mümkündür, çünki plitənin aşagı səthi 1200°C izotermi yaxınlığından (materialın möhkəmliyi haqqında laborator məlumatlarına əsasən) bir qədər ixtiyari keçirilir. Lakin səthəyaxın dalğaların öyrənilməsi bu fikrin dogrulugunu göstərir və təsdiqləyir ki, plitənin qalınlığı onun yaşı ilə yanaşı olaraq artır (şəkil 6). Hesablanmışdır ki, əmələ gəlmiş okean plitəsinin qalınlığı 100 mln. ildən sonra təxminən 100 km-ə çatır. Bu rəqəmlər okean silsilələrinin həqiqi profilinə uyğundur.



Şəkil 6. Aralanan okean silsiləsindən keçən sxematik kəsiliş. Plitə 0° və 1200°C izotermləri ilə məhdudlaşmışdır. Oxlarla yeni materialın plitənin aşağı sərhədinə böyüməsi göstərilib. Plitə astenosferaya nisbətən həmin dərinlikdə daha soyuq olduğundan, plitənin materialı daha sıx olur və plitə bataraq izostaziyasını saxlayır: A və B sütunları eyni bir kütləyə malik olur.

Qitə plitələrinə gəldikdə, onların davranışını belə sadəliklə izah etmək olmaz. Bu onunla əlaqədardır ki, qitədəki plitələr okean plitələri ilə müqayisədə daha az yekcinsdirlər, çünki onlar qalınlıqlarını və tərkibini dəyişən süxur təbəqələrindən təşkil olunmuşlar və onların məruz qaldıqları temperatur bu süxurların orogen və metamorfizm proseslərinə nə qədər çoxdan məruz qalmalarından asılıdır.

Digər tərəfdən, məlumdur ki, okean və qitə vilayətləri arasında müxtəliflik bir neçə yüz kilometr dərinliyə qədər nüfuz edir. İzostasiya məlumatları əsasında hesablanmışdır ki, qitə litosferinin qalınlığı 100 km-ə qədərdir. Belə olan halda sual meydana çıxır: qitə plitəsi tam, vahid kütlə kimi, nə cür yerini dəyişə bilər, baxmayaraq ki, o, astenosferi də özünə daxil edir? Suala tam cavab vermək mümkün deyildir, ehtimallardan biri ondan ibarətdir ki, astenosfer axıcılığını yalnız müəyyən həddə qədər izostatik kompessasiyaya lazım olan, bir o qədər də böyük olmayan şaquli hərəkətləri təmin etmək üçün kifayət etdiyi halda, plitələrin min kilometrlərlə lateral üzrə yerdəyişməsi üçün çox azdır. Bu problemi dərk etmək üçün mantiyanın «sürülmə» xüsusiyyətini nəzərə almaq lazımdır. Bununla belə, okean və qitə mantiyaları arasındakı fərq, yəqin ki, fiziki xüsusiyyətlərə görə deyil, əsasən maddi tərkiblə bağlıdır.

«Litosfer» məhfumunun heç də «plitə» məhfumuna bərabər olmadığını nəzərə alaraq, tədqiqatçılar Yerin bərk plitələrin hərəkət etdiyi üst hissəsini «tektonosfera» termini ilə adlandırmağı təklif edirlər, lito-

sfer məfhumunu isə izostatik hərəkətlər nəticəsində özünü bərk kütlə kimi aparan təbəqəyə şamil edirlər. Okean vilayətlərində hər iki termin ekvivalentdir, lakin qitə vilayətlərində onlar müxtəlif məzmun daşıyırlar, özü də burada tektonosfera xeyli qalındır.

1.2.2. Astenosfer və aşağı sürətlər zonası

Astenosferi litosfer üzərində yatmış və izostatik bərabərlik zamanı qatı axıcılıq təzahür edən təbəqə kimi qəbul edirlər. Burada aşağı sürət zonası seysmik xüsusiyyətləri ilə təyin edilir: sürətin azalması 3-6% təşkil edir və uzununa dalğalara nisbətən köndələn dalğalarda daha yaxşı müşahidə olunur. Bundan başqa, bu zonadan keçən seysmik dalğaların sürəti mantiyanın yerdə dalan hissələrinə nisbətən bir neçə faiz yüksəkdir.

Astenosfer və aşağı sürətlər zonasının formal olaraq bir-birindən fərqli olmasına baxmayaraq, onları adətən ekvivalent hesab edirlər, çünki onlar təxminən eyni bir dərinlikdə yerləşirlər. Lakin bu anlayışları eyniləşdirmək olmaz.

Çox zaman aşağı sürətlər zonasını qismən ərimə sahəsi kimi qələmə verirlər. Şəkil 7-dən göründüyü kimi, qismən ərimə o yerdə baş verir ki, mantiyanın temperaturu solidusun qiymətini (suyun iştirakı ilə) üstələmiş olsun. Aşağı sürətlər təbəqəsinin qeyd olunması üçün tələb olunan ərintinin miqdarı 0,1-dən 6%-ə qədər olmalıdır. Laboratoriya tədqiqatları göstərir ki, ərintinin miqdarı özlülüyə (qatılığa) güclü şəkildə təsir edir. Özlülük bərk halda olan materialın «sürülməsi»ndən asılıdır.

Beləliklə, astenosfer və aşağı sürətlər zonasının mövcud olmasına gətirən səbəblər, yəqin ki, müxtəlifdir. Astenosfer və aşağı sürətlər zonası üçün ümumi cəhət ondan ibarətdir ki, onların hər ikisi temperaturun likvidusa yaxşılaşması və ona çatması ilə bağlı olan proseslərlə sıx bağlıdırlar. Bilavasitə bu səbəbdən, bu sahələrin hər ikisi təxminən eyni bir dərinlikdə yerləşir.

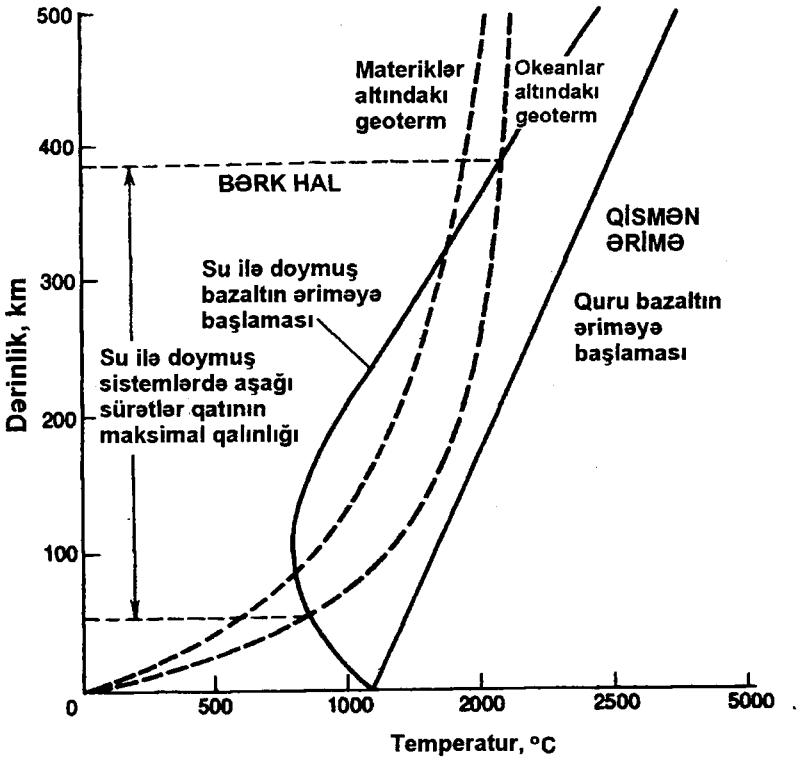
1.2.3. Mantiyanın istilik rejimi. Konveksiya axınları

Plitələrin hərəkət etməsi üçün hansısa horizontal qüvvə sisteminin olması tələb olunur ki, plitələri toqquşmaga və yaxud parçalanmağa sövq etmiş olsun. Bunun yeganə mümkün mexanizmi konvek-

siyadır.

Konveksiyanın əsas məğzi üzmə qabilyyəti ilə şərtlənmiş olan hərəkətdir: yüngül material yuxarıya qalxır, daha ağır isə batır. Üzmə qabiliyyəti müxtəlif sıxlığa malik olan maddənin bölünməsi nəticəsində baş verə bilər. Lakin mantiyada maddənin hansı şəkildə isə parçalanması yalnız azacıq miqdarda gedə bilər, ona görə əgər əsaslı konveksiya vardırsa, sıxlıq müxtəlifliyinin əmələ gəlməsi yalnız temperatur müxtəlifliyi hesabına gedir; başqa sözlə, bu – *istilik konveksiyası* olmalıdır.

Konveksiyanın yaranması üçün sıxlıqda *lateral* müxtəlifliyin mövcud olması vacibdir. Konveksiyanın qəbul etdiyi konkret forma mantiyada mövcud olan bir çox mürəkkəbləşdirici faktorlardan asılıdır. Burada faza dəyişkənliyi, plitələrin hərəkəti, istilik mənbəsinin paylanması və ölçüsü və s. daxildir.



Şəkil 7. Yuxarı mantiyadakı geotermik qradiyentlər (punktir xətlər) və onların peridotit üçün (bütöv xətlər) qismən bazalt ərintisi əmələ gəlməklə sulu və quru ərimə əyriləri ilə əlaqəsi. İfrat su olan təqdirdə aşağı sürətlər zonası özünün maksimal nəzəri həddinə qədər yayıla bilərdi (üfüqi punktir xətlər).

Konveksiyanın iki ifadəsi – yuxarıya qalxan isti şırnaqlar (plyum) və plitələrin hərəkətinə səbəb olan konveksiya gücü o dərəcədə mühüm əhəmiyyət daşıyır ki, onlar haqqında ayrılıqda danışmaq lazımdır. Hələlik isə mantiyada istilik mənbəsinin və temperaturun nə şəkildə paylanmasını nəzərdən keçirək.

Mantiyadakı istilik mənbələri və temperatur. Əgər biz mantiyadakı istilik mənbələrinin və temperaturun nə şəkildə və necə paylanmasını bilmiş olsaydıq, konveksiyanın orada hansı forma qəbul etməsi təsəvvürünə xeyli yaxınlaşardıq. Lakin hələ ki, bu sahədə təsəvvürlərimiz xeyli məhduddur. Yalnız Yer haqqında ümumi təsəvvürlərə istinad edərək, müxtəlif modellər qurmaq məcburiyyətindəyik ki, sonradan bu modelləri mümkün olan səthi müşahidələr vasitəsilə yoxlayaq. Bütün modelləri qane edən belə müşahidələrdən biri – *tam yer səthi istilik axınıdır.* Qeyd edildiyi kimi, Yer səthindən keçən istilik axınının miqdarı okeanlar üçün yekcins deyildir. V.Li və S.Uyedanın hesablamalarına görə, tam istilik axını təxminən $3{,}2 \cdot 10^{13}$ Bt-yə bərabərdir.

Mantiyada mövcud olan istilik müxtəlif şəkildə generasiya edə bilər, lakin onlardan diqqəti daha çox cəlb edən 3 kateqoriya istilik enerjisi mənbəyidir ki, onlar kifayət qədər istilik hasil edə bilərlər. İlk öncə nəzərə almaq lazımdır ki, mantiya əvvəlcədən topladığı istiliyin böyük bir bir hissəsini saxlayır; o kifayət edir ki, Yerin yaşını bir neçə dəfə üstələyən müddət ərzində səthdəki istilik axını hazırkı səviyyədə saxlanıla bilsin. Əlbəttə, bu müddət ərzində Yer soyumalıdır. Belə bir sual meydana çıxır: həqiqətənmi Yer soyuyur? Cavab təəcüb doğura bilər, əslində Yer soyusa da bu, nəzərəçarpacaq dərəcədə getmir. Çünki burada sabitləşdirici faktor kimi konveksiya çıxış edir. Bu ona görə belə baş verir ki, əgər sistem konveksiyanın yaranması üçün kifayət qədər qızmışdırsa, istiliyin sonrakı axın sürəti temperatur qradiyentinin artmasına deyil, əsas etibarı ilə konveksiyanın güclənməsinə səbəb olacaqdır. Beləliklə, sistemdə əlavə istilik az miqdarda toplanır, çünki bu istilik büsbütün soyuq səth üçün ayrılmış olur. Digər tərəfdən, istilik axınının kəsilməsindən sonra konveksiya bu cür sistemdə uzun müddət mövcud ola bilməz. Ona görə də konveksiya Yerin mantiyasında köhnə istilik ehtiyatı hesabına deyil, ilk növbədə fəaliyyətdə olan mənbələr hesabına saxlanılır. Bu onu güman etməyə imkan verir ki, istiliyi təchiz edən ikinci mənbə də vardır. Bu, Yerin nüvəsidir. Nüvədən enerji ona görə ayrılmalıdır ki, geomaqnit elektrik güvvəsini təchiz etsin. Öyrənilmişdir ki, nüvədən enerjinin ayrılması

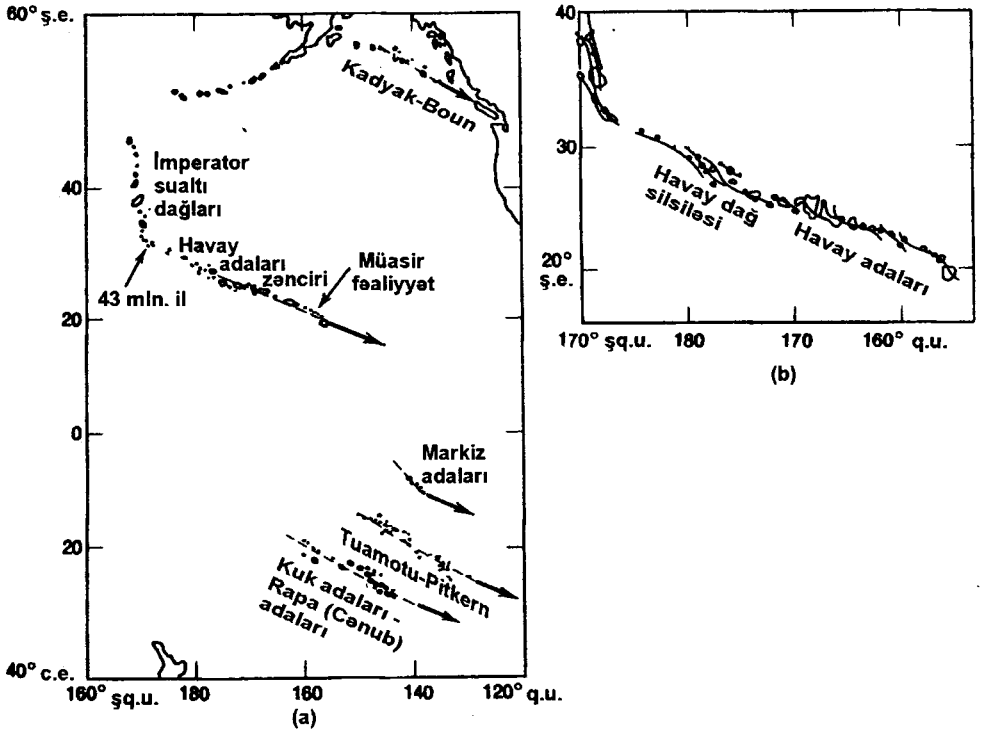
ya ^{40}K radioaktiv izotopunun parçalanması, yaxud da daxili nüvənin böyüməsi hesabına baş verir. Hər iki halda istilik mantiyanın döşəməsinə ötürülür. Bu istiliyin miqdarı $(0,4 \div 1,6) \cdot 10^{13}$ Vt-dir. Bu, çox böyük, lakin bununla belə, tam səthi istilik axınının əsas hissəsi deyildir. Beləliklə, üçüncü istilik mənbəyinə, mantiyadakı radioaktiv parçalanmaya müraciət etməli oluruq.

Mantiyanın nə dərəcədə böyük radioaktivliyə malik olması haqda vahid fikir yoxdur. Əsas radioaktiv elementlər (U, Th və K izotopları) güclü litofil xüsusiyyətə malik olduqlarından, onlar yer səthi yaxınlığında konsentrasiya əmələ gətirməlidirlər. Yəqin ki, elə belədir, xüsusən uran və toriuma şamil olunursa, çünki bu elementlərin qabığdakı miqdarı onların xondrit Yerdəki miqdarına təxminən uyğun gəlir, baxmayaraq ki, kaliumun qabıqdakı miqdarı gözlənilən rəqəmin yalnız 20%-ə qədirini təşkil edir. Elə guman edilir ki, kaliumun yerdə qalan hissəsi nüvənin sulfid zonasındadır. Lakin bu sübut edilməmişdir və yəqin ki, kaliumun Yerdəki miqdarı xondrit tərkibə uyğun gəlmir. Mantiya radioaktiv elementlərlə xeyli kasıbdır. Onların miqdarı qitə qabıqdakı miqdarla müqayisədə təxminən 200 dəfə azdır, lakin mantiya həddən artıq böyük ümumi kütləyə malik oldugundan onun istilik generasiyasını yəgin ki, qabığın istilik generasiyası ilə bərabər götürmək olar. Başqa sözlə, müşahidə edilən tam səthi istilik axınını yaratmaq üçün kifayət edir. Beləliklə, səthi istilik axınının yaranmasını ilk növbədə qitə qabıqdan və mantiyadan ayrılan radiogen isti ilə, habelə nüvədən daxil olan isti ilə əlaqələndirirlər, bu istinin özü də radiogen ola bilər. Ola bilsin ki, yalnız az miqdar istilik axını mantiyanın soyuması ilə bağlıdır.

1.2.4. İsti nöqtələr və şırnaqlar

Yer kürəsində vulkanların böyük əksəriyyəti plitələrin sərhədi boyu dag silsilələrinin aralanma və subduksiya zonaları sahələrində yerləşirlər. Bəzən vulkanizm plitələrin orta hissələrində bir o qədər də böyük olmayan sahələrdə təzahür edir. Bu cür sahələri *isti nöqtələr* adlandırırlar. Yer qabığındakı isti nöqtələrə misal olaraq, ABŞ-da Yelloustonu, Saxarada Tibestini və s. göstərmək olar. Okeanda dağ silsilələrindən kənarda əmələ gəlmiş bir çox vulkanlar vardır. Bəzi isti nöqtələr qruplaşaraq xətti vulkanizm zonaları əmələ gətirirlər, baxmayaraq ki, müasir vulkan aktivliyi zonanın bir sonunda kiçik hissədə təzahür edir. Belə bir

məşhur zona Sakit okeandakı İmperator dağları və Havay adaları zənciridir (şəkil 8). Sakit okeandakı digər iki vulkan adaları zənciri Havay zəncirinə təxminən paralel yerləşir. Bu, belə bir fikir söyləməyə imkan vermişdir ki, isti nöqtələrin mənbəyi mantiyadır, adalar zənciri isə Sakit okean plitəsinin bu nöqtələri üzərindən keçməsi nəticəsində baş vermişdir. J.Uilson, habelə bu modeli plitənin sərhədindəki o məntəqələrə şamil edir ki, orada vulkan fəallığı orta səviyyədən yuxarıdır. Misal olaraq, İslandiyanı göstərmək olar. Bu ərazi aralanan dağ silsiləsinin bir hissəsi olduğundan, qeyri-adi mövqe tutaraq dəniz səviyyəsindən yuxarıya qalxmışdır. İslandiyadan aseysmik silsilələr aralandığından – biri şərqə Farer adalarına, digəri isə qərbə Qrenlandiyaya dogru – güman edilir ki, bu ərazi Atlantik okeanının şimal-şərq hissəsinin 50 milyon il əvvəl açılması vaxtından başlayaraq yüksək fəallıgı ilə seçilir.



Şəkil 8. Sakit okeanda vulkan adaları zənciri: (a)-müasir fəallaşma hər bir zəncirin yalnız cənub-şərq sonluğunda təzahür edir; (b)-bir qədər iri miqyasda görünür ki, vulkanlar kulis şəklində yerləşmişlər (D.Turkot və b. görə).

Ümumiyyətlə, isti nöqtələr mantiya plyumlarının səthdə təzahürü hesab edilirlər. Onlar isti materialın nazik sütunları və şırnaqları şəklində yuxarıya qalxırlar. İsti şırnaqların mövcud olması haqqındakı

fikri petroloji məlumatlar da təsdiq edir. İsti vulkanizm nöqtələri başlıca olaraq qələvi bazaltlarla təmsil olunmuşdur, dağ silsilələrində isə əsas etibarı ilə toleitlər inkişaf tapmışdır. Qələvi bazaltlar daha dərin mənşəli olduqlarından, bunu materialın böyük dərinlikdən plyumlar vasitəsilə gətirilməsi hesab edirlər. Hətta tədqiqatçılar hesab edirlər ki, mantiya plyumları plitələrin sərhədində bu plitələri hərəkətə gətirə bilir. Lakin bunu bir o qədər real hesab etmək olmaz.

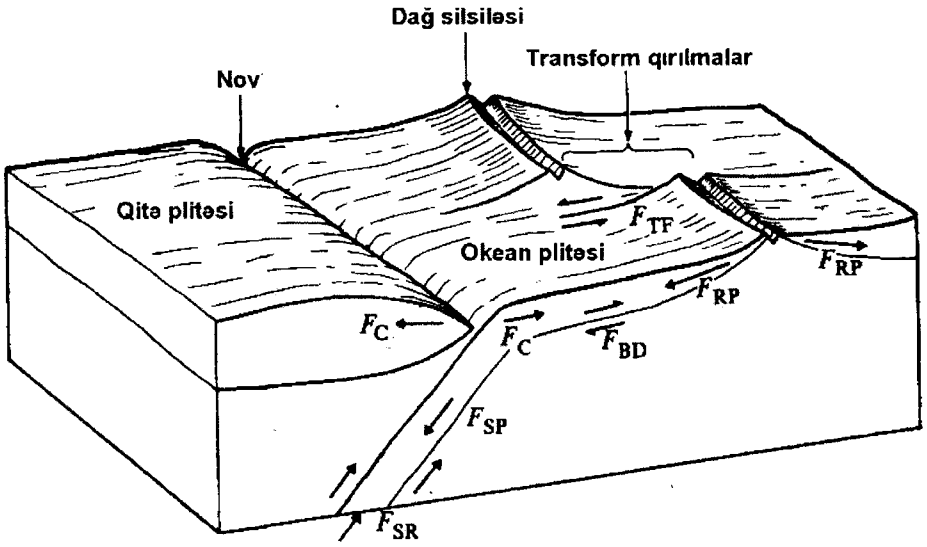
İsti nöqtələrin mövcud olması haqda digər təsəvvürlər də vardır. Məsələn, D.Turkott və E.Oksburq hesab edirlər ki, aralanan dağ silsiləsindən uzaqlaşan plitələr tədricən soyuduqlarından sıxılmalıdırlar; bu zaman yaranan dartıcı gərginlik silsiləyə paralel olmalıdır. Ümimi şəkildə, bu dartılma gərginlik oxuna müxtəlif bucaq altında yerləşmiş çatların əmələ gəlməsinə səbəb olacaqdır. Adı çəkilən alimlər Havay adaları zəncirinin uzanmasının bu yolla yarandığını izah edirlər. Plitədaxili gərginliyin digər bir səbəbi də onunla bağlıdır ki, Yer – yastılanmış sfera formasındadır, ona görə də plitə digər en dairəsinə düşəndə öz əyriliyini düzəltməlidir, bu isə dartıcı gərginliyin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Hesablanmışdır ki, hər iki mexanizm elə gərginlik yarada bilər ki, o, plitəni parçalamaq üçün kifayət etsin, bu zaman əmələ gələn çatlar zaman keçdikcə istər plitənin soyuması, istərsə də onun hərəkəti nəticəsində böyüməlidir. Əmələ gəlmiş çat boşluğu vasitəsilə maqma səthə qalxaraq isti nöqtə əmələ gətirə bilər. Yəqin ki, dartılma nəticəsində əmələ gələn çatlar plumlarla müqayisədə Havay zənciri boyu vulkan zəncirlərinin qol şəklində yerləşməsini daha yaxşı izah edir, lakin bu, təcrid olunmuş vulkan adalarının ayrı-ayrı kiçik sahələrdə əmələ gəlmə səbəbi ola bilməz.

Qısaca olaraq, plitələrin kənarlarından uzaqda yerləşən vulkan əyalətləri (buradakı vulkanitlər okean silsilələri bazaltlarından tərkibinə və stronsiumun ilkin nisbətinə görə fərqlənirlər) plitələr tektonikası baxımından izah edilə bilmir. İsti mantiya şırnaqları bu məsələni kifayət dərəcədə izah edir, lakin onların xüsusiyyətini miqdari olaraq səciyyələndirmək çətindir.

1.2.5. Plitələri hərəkət etdirən qüvvə

Bu haqda yekdil fikir yoxdur, çünki plitələrin hərəkət etməsinə səbəb olan qüvvə haqqında söylənilən fikirləri praktikada yoxlamaq çətindir.

Güman edilən qüvvəni 2 qrupa bölmək olar: plitələrin kənarına təsir edən qüvvə və plitələrin əsasına (özülünə) təsir edən qüvvə, özü də qüvvənin biri hərəkətə səbəb olursa, digəri onu tormozlayır (şəkil 9).

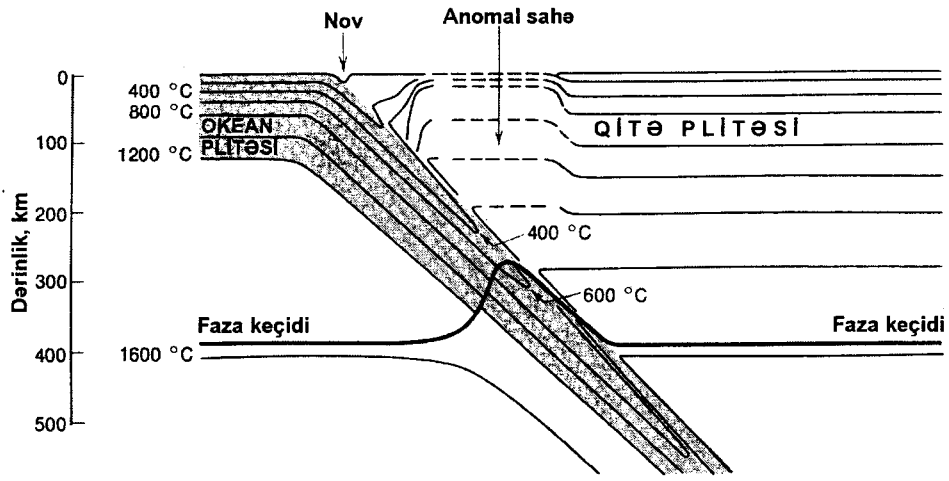


Şəkil 9. Plitəyə təsir edən qüvvələr: F_{RP}-dağ silsiləsinin təzyiqi; F_{TF}-transform qırılma üzrə sürtünmə; F_{BD}-plitənin özülünə edilən özlü tormozlaşma və yaxud sürünmə, F_C-plitələrin toqquşması nəticəsində əmələ gələn qüvvə; F_{SP}-batan plastinanın dartı qüvvəsi; F_{SR}-batan plastinaya mantiyanın göstərdiyi təzyiq (D.Forsut və b. görə).

Aralanan silsilələrin yamaclarında baş verən qravitasiya sürüşməsi plitənin sadəcə olaraq mail müstəvi üzrə sürüşməsidir (bax: şəkil 6). Plitələrin aralanmasına, həmçinin maqmanın bu plitələr arasına paz şəklində soxularaq yuxarı qalxması da səbəb ola bilər. Silsilələrdə və yaxud onların yaxınlığında fəaliyyətdə olan qüvvələr cəmi *silsilənin təzyiqi* (*ridge-push*) adlanır.

Digər hərəkətetdirici qüvvə plitənin yaratdığı gərilmədir. Bu o zaman baş verir ki, subduksiya zonasında bir plitə o birinin altına çəkilir. Bu isə *batan plastinanın dartı qüvvəsi* (*slab-pull*) adlanır. Baxmayaraq ki, okean plitəsi onun altında yerləşən mantiya ilə təxminən eyni materialdan təşkil olunmuşdur (çünki plitənin materialı əsas etibarilə mantiyaya aşağıdan artmışdır), plitənin kənarı batırsa, deməli o, xeyli soyuqdur (şəkil 10) və müvafiq olaraq, onu əhatə edən materialdan xeyli sıxdır. Subduksiyaya məruz qalan plitənin kənarı batan zaman o, öz arxasınca plitənin üfüqi hissəsini də dartır. Bu fikri təs-

diq edən fakt batan plastinalarda zəlzələlərin baş verməsidir. Bu zəlzələlərin təklif olunan mexanizmi göstərir ki, plastinanın yuxarı hissəsi dartılma vəziyyətində olmuşdur.



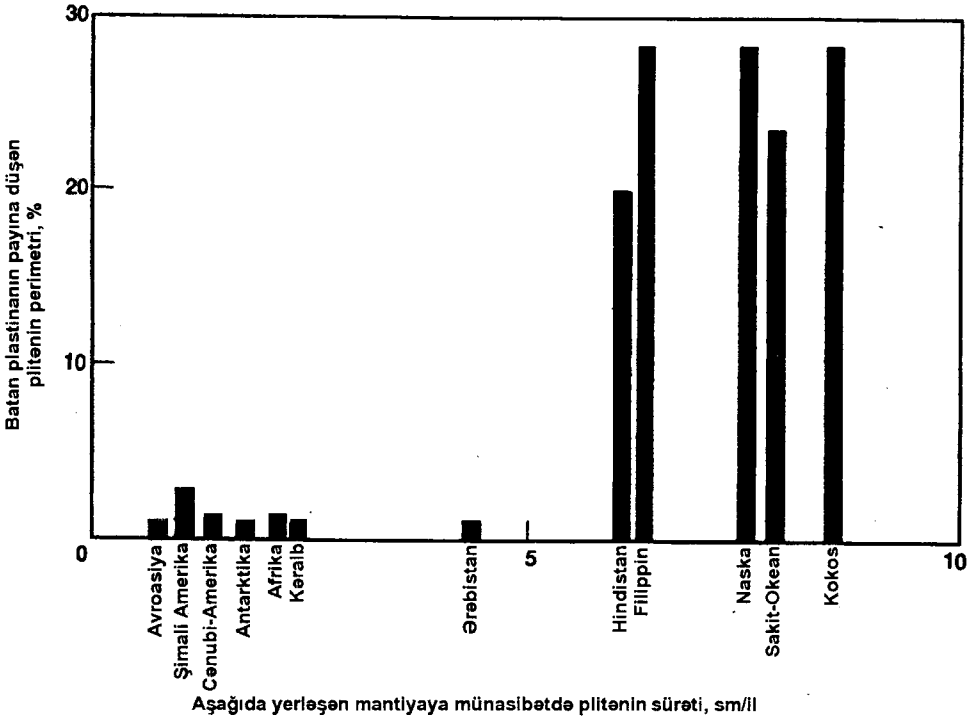
Şəkil 10. Subduksiya zonasının istilik rejimi. Soyuq plastina mantiya izotermini dəyişdirir və öz növbəsində isinir. Batan plitədə faza dəyişkənliyi mantiya ilə müqayisədə daha kiçik dərinlikdə baş verir, çünki plitə daha soyuqdur. Faza dəyişkənliyi istiliyin ayrılması səbəbindən izotermlərin yerdəyişməsinə səbəb olur. Anomal sahə maqmanın qalxması hesabına yaranır (G.Şubert və b. görə).

Silsilələrin təzyiqi və batan plastinaların dartı qüvvəsinin mövcud olmasına şübhə yoxdur. Xeyli problematik olan digər məsələdir: plitələrin özülünə təsir edən qüvvənin təsir gücü nə dərəcədədir. Bu qüvvə, ixtiyari nisbi hərəkət nəticəsində özlü (qatı) yapışma hesabına baş verir. Bu, istər qonşu plitələr, istərsə də aşağıda yerləşən mantiya ilə olan yapışmadır. Plitələrin hərəkət etməsinə hansı qüvvələr səbəb olur? Bu ya plitələrin dartı qüvvəsi və ya da ki, silsilələrin təzyiqi, yaxud da, hərəkət edən mantiyanın yapışma qüvvəsidir. Başqa sözlə, plitə mantiyanı dartır, ya da ki, mantiya – plitəni, sualı meydana çıxır.

Hərəkət edən qüvvələrdən başqa, tormozlaşdırıcı qüvvələr də mövcud olmalıdır. Əks halda, plitələr get-gedə sürətlərini artırmaqla hərəkət etməli idilər. Tormozlaşma sürtünmə hesabına, yəni plitələrin birinin o birinə sürtülməsi nəticəsində (şəkil 9-da F_C və F_{TF}) və yəqin ki, plitənin mantiyaya itələndiyi (F_{SR}) sahədə əmələ gələn yapışma hesabına baş verir.

Əksər tədqiqatçılar hesab edirlər ki, plitənin mütləq sürəti əsas eti-

barı ilə sübduksiyaya məruz qalmış plitənin kənarının uzunluğundan asılıdır. Başqa sözlə, *əsas hərəkətverici qüvvə – batan plastinanın dartı qüvvəsidir* (şəkil 11). Korrelyasiya o dərəcədə güclüdür ki, yerdə qalan qüvvələr ikinci dərəcəli hesab edilirlər. Əsas tormozlaşdırıcı qüvvə isə mantiyanın batan plastinaya göstərdiyi özlülüyü müqavimətidir.



Şəkil 11. Plitənin batan kənarının uzunluğundan asılı olaraq əmələ gələn sürət (plitənin % perimetrindən). Bu parametrlər arasındakı güclü korrelyasiya onu göstərir ki, plitənin batan kənarları öz arxasınca plitəni dartır (D.Forsut və b. görə).

Digər hərəkətetdirici qüvvəni də kiçik hesab etmək olmaz, çünki elə plitələr var ki, onların alta gedən kənar hissəsi çox kiçikdir və yaxud ümumiyyətlə, yoxdur (məsələn, Afrika və Antarktida), lakin onlar bir-birinə nisbətən hərəkət edirlər. Çox güman ki, plitələrin hərəkətini tez hərəkət edən plitələr təyin edir, çünki onların alta yönəlmiş tərəfləri uzundur, yerdə qalan plitələr isə «boş məkan»ı doldurараq, kiçik qüvvələrin (məsələn, silsilələrin təzyiqi) təsiri altında hərəkət edirlər.

Yuxarıda toxunulan məsələlər son illər müzakirə olunduğundan bir çox hallarda öz həllini tapmamışdır. Bununla belə, aşağıdakı nəticələrə gəlmək olar:

1. İzostatik kompensasiyanın mövcud olması mantiyanın effektiv özlülüyünü müəyyən etməyə imkan verir: 100 km qalınlıqlı bərk litosfer qatı təxminən eyni qalınlığa malik olan astenosfer qatı üzərində yatır, özü də yerdə qalan mantiya astenosferdən təxminən 25 dəfə özlüdür (qatıdır). Qitə litosferinin qalınlığı qədim okean litosferinin (yaşı təxminən 100 mln. ildir) qalınlığından yəqin ki, bir qədər çoxdur.

2. Mantiyanın özlülüyü və digər parametrləri elədir ki, mantiyada çox güman ki, intensiv konveksiya gedir. Konveksiya, mantiyanın tavanında və döşəməsindəki qatları çıxmaqla, onun bütün həcmini əhatə edir; konveksiya o qədər güclü olur ki, qeyri-müntəzəm yerdəyişmə dərəcəsinə çatır.

3. Mantiyada istiliyin paylanma mənbəyi pis öyrənilmişdir. Ayrılan istiliyin ən mühüm mənbəyi yəqin ki, yer səthinə yaxın sahələrdə toplanmağa can atan radioaktiv elementlərin parçalanmasıdır. Lakin qitələraltı mantiyanın yuxarı bir neçə yüz kilometrliyində bu elementlərin miqdarı okeanlar altındakı miqdara nisbətən azdır. Bunun nəticəsidir ki, qitələrin altında «M» səthindən keçən istilik axını da okeanlar altındakından iki dəfə azdır. Nüvədən mantiyaya istiliyin daxil olması çox böyükdür, lakin qeyri-bərabər paylanmışdır və nüvədəki konveksiyanı əks etdirir.

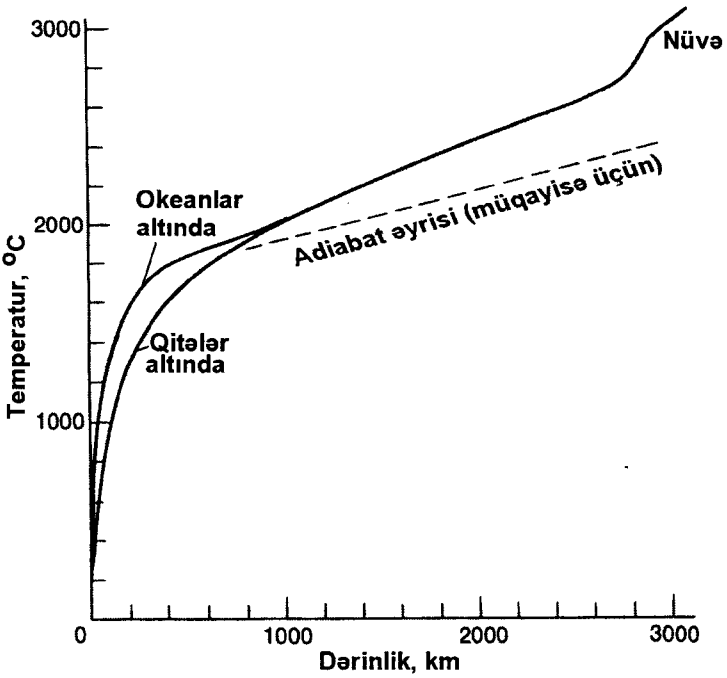
4. Mantiyadakı temperatur kəsilişi tam xətti deyildir: bərk plitədə temperatur tez qalxır, çünki burada istiliyin daşınması istilikkeçirmə hesabına gedir; konveksiya edən mantiyada qradiyent adiobatikə yaxındır, hətta bu, konveksiyanın baş vermədiyi sərhəd qatına qədər də çatır. Bu qat nüvə ilə qızdırılır. Qitələrin altındakı temperatur ən azı 400 km dərinliyə qədər okean altındakı temperaturla müqayisədə aşağıdır (şəkil 12).

5. Okean plitələri dağ silsilələri yanında yaranır və aşağıda materialın böyüməsi hesabına tədricən qalınlaşır. Silsilələrdən uzaqda onların qalınlığı təxminən 100 km-dir. Qitədəki plitələr xeyli qalındır (400 km və daha artıq) və astenosferi də daxil edirlər; halbuki okean plitələri aşağıdan astenosferlə təcrid olunmuşdur.

6. Qitələrlə okeanlar arasındakı ən əsas fərq bərklik, temperatur, istiliyi generasiyaetmə, sıxlıq kimi xüsusiyyətləri əks etdirir, bütün bunlar maddi tərkiblə bağlıdır.

7. Astenosfer və aşağı sürətlər zonası eyni deyil. Astenosferin mövcud olmasını təyin edən xüsusiyyətlər bərk halda sürünmə ilə şərtlənmişdir, aşağı sürətlər zonası isə ərintinin az miqdar iştirakı nəticəsində

əmələ gəlir. Qitələrdə qalxanlar altında aşağı sürətlər zonası qeyd olunmur (yaxud çox zəif nəzərə çarpır), lakin orada astenosfer vardır.



Şəkil 12. Mantiyadan keçən güman edilən temperatur kəsilişləri

8. Plitələr tektonikasında isti nöqtələr öz izahını tapmayır, bilavasitə bu səbəbdən mantiya plyumları haqqında fikir irəli sürülmüşdür. Bu fərziyyəyə görə, yuxarı qalxan nazik isti şırnaqlar sütunu mantiyanın döşəmə hissəsində (oturacağında) yaranmışdır. Bununla belə, onların mövcud olması fikri bir o qədər inandırıcı deyil.

9. Plitələri hərəkətə gətirən qüvvə, kifayət qədər aydın deyildir. Plitələrin kənarına təsir edən qüvvə, heç şübhəsiz, mövcuddur, onların bəziləri çox böyükdür, lakin plitələrin oturacağına təsir edən qüvvənin rolu nədən ibarətdir, onların dartı qüvvəsi və yaxud tormozlanma rolu oynaması nə şəkildədir – bu məlum deyil. Güman edilən ən əsas hərəkətedici qüvvə subduksiya zonalarında plitələrin alta gedən kənarlarının mənfi işarəli üzgücülüyüdür. Plitələrin hərəkəti ilə konveksiya arasındakı əlaqə də tam aydın deyil. Bu əlaqə çox sıxdır, özü də okean plitələrin hərəkəti konveksiya tsiklinin tərkib hissəsi hesab olunur.

1.3. Qitə qabığı

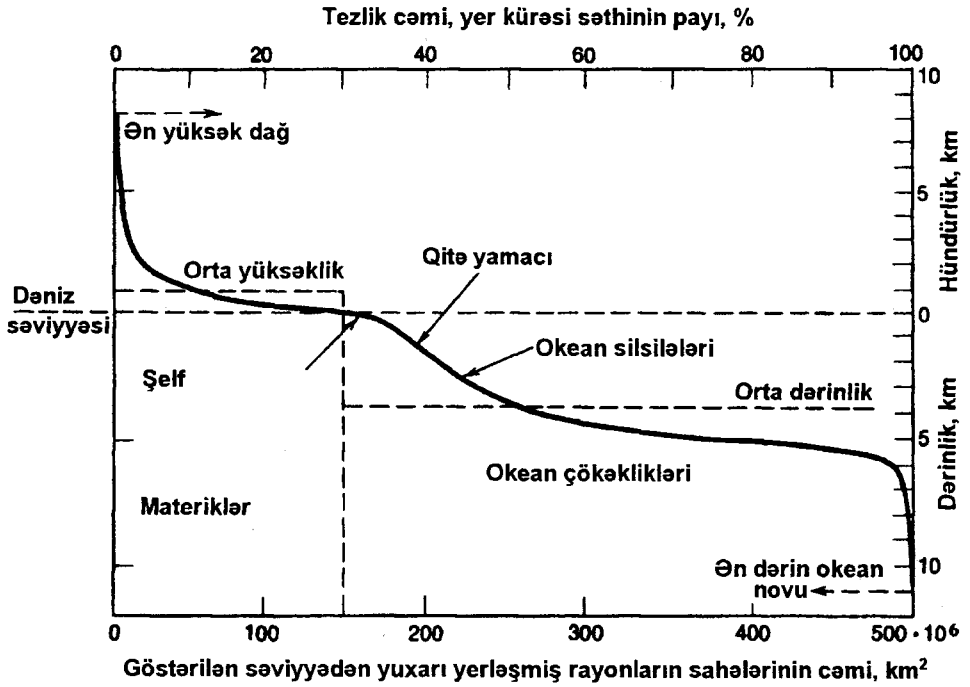
1.3.1. Qabığın mənşəyi

Planetimizi öyrənmək üçün Yer qabığı ən əlverişli, başa düşülən və yaxşı tədqiq olunan hissə olmasına baxmayaraq, fiziki və kimyəvi xüsusiyyətlərinə görə digər hissələrdən xeyli mürəkkəbdir. Yer qabığı nisbətən sadə, çoxsaylı çökmə süxurlardan başlayaraq mürəkkəb kimyəvi tərkibə malik olan püskürmə süxurlara (bazaltlar, qranitlər) qədər müxtəlif növ süxurlardan ibarətdir. Qabıq, plitələrin yuxarı hissəsini təşkil edən bərk, sərt qat olub, seysmik məlumatlara görə, «M» sərhədindən aşağıda yatan yuxarı mantiyanın perioditlərinə nisbətən daha az sıxlığa malikdir. Okean qabığından fərqli olaraq qitə qabığının orta qalınlığı təxminən 35 km-dir, iri dağ qurğuları altında qitə qabığının anomal qalınlığı da müşahidə olunur. Məsələn, Alp dağları altında bu qalınlıq 70 km, Himalayda, hətta 90 km-ə çatır. Eyni zamanda, elə sahələr də vardır ki, qitə qabığının qalınlığı orta qalınlıqdan azdır. Belə sahələr müəyyən strukturlara uyğunlaşırlar, məsələn, Keniyanın rift vadisi.

1.3.2. Yer səthinin başlıca xüsusiyyətləri

Qitədəki massivlərin və okean çökəkliklərinin dibi istər relyefinə, istərsə də yaşına görə ciddi şəkildə fərqlənirlər. Relyefin mühüm elementlərinin yüksəklik nöqtələri (şəkil 13) ən yüksək dağ zirvələri səviyyəsindən (Everest+8848 m) ən dərin okean novları (Marian novu – 10192 m) səviyyəsinə qədər interval arasındadır. Bununla belə, yer qabığı səthində yüksəklik nöqtələrinin paylanması bimodal şəkildədir, çünki materiklər və okeanlar müxtəlif səviyyəyə malikdirlər: qitələrin orta hündürlüyü 0,87 km, okean çalalarının orta dərinliyi isə – 3,7 km-dir. Belə bir fərq onunla izah olunur ki, qitə litosferinin qabıq materialı xeyli qalındır, onun sıxlığı isə okean litosferi ilə müqayisədə kiçikdir. Buna görə, astenosferdəki izostatik kompensasiya səbəbindən qitələr yüksəkliyə qalxmışlar.

Okeanlar yer səthinin təxminən 70%-ni örtür. Onlar çox geniş iri çalaları tuturlar. Bu çalalar okean çökəklərinin düz səthi üzərində 2 km-ə yüksələn dağ silsilələri sistemləri ilə kəsilmişlər. Okean çalalarının kənarlarında ya plitələrin destruktiv kənarları ilə sərhədlənən novlar (Sakit okeanın, demək olar ki, bütün kənarları boyu), ya da ki,



Şəkil 13. Yerin bərk səthinin yüksəklik səviyyələrinin paylanması. Göstərilən səviyyədən yuxarıda yerləşmiş rayonların cəmi sahəsi göstərilmişdir. Yer səthinin ümumi sahəsi 510 mln. km^2-dir; qitə vilayətlərinin dəniz səviyyəsindən orta hündürlüyü 0,87 km, okean çökəkliklərinin orta dərinliyi dəniz səviyyəsindən 3,7 km aşağıdadır (P.Uilliyə görə).

subduksiyaya məruz qalmayan geniş, 200 km-ə qədər şelf zonaları yerləşirlər. Sadəcə olaraq, onlar *aktiv* və *passiv* qitə kənarlarıdır. Okean qabığının dağ silsiləsi zonasından kənarlara aralanması təsəvvürünü nəzərə alsaq, belə nəticəyə gəlmək olar ki, ən qədim yaşlı süxurlar okean çalalarında yerləşməlidir, lakin bu süxurların yaşı 200 mln. ildən artıq deyil, əksər hallarda isə onlar son 100 mln. ildə formalaşmışdır. Bunun əksinə olaraq, qitə qabığı elə süxurlardan təşkil olunmuşdur ki, onlar yerin 4,6 mlrd ilə bərabər tarixinin böyük bir hissəsini əhatə edir. Qitə qabığının yuxarı horizontlarının strukturları 3 əsas tipə ayrılır:

1. Qitələrin denudasiyalaşmış *qalxanları.* Kembriyəqədər yaşlı (510 mln. ildən qədim) püskürmə və yaxud yüksək metamorfizləşmiş süxurlardan ibarətdirlər;

2. Qitə *platformaları.* Kembriyəqədərki özül üzərində yatan nis-

bətən cavan çökmə süxurlardan ibarətdir;

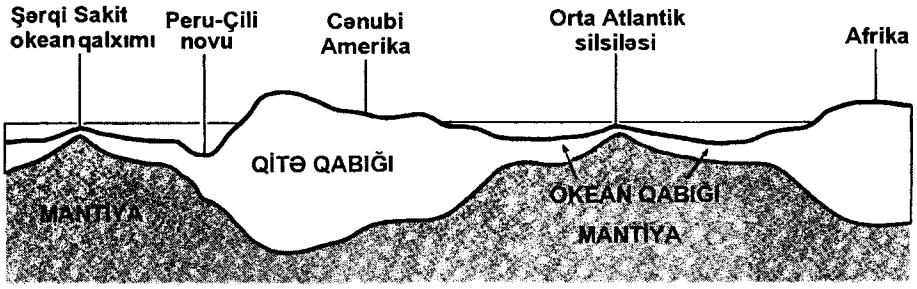
3. Cavan, əsasən üçüncü dövr (70 mln. ildən az) *qırışıqlıqları* (*dağları*). Kəsilişdə nisbətən qədim dislokasiyalaşmış metamorfizləşmiş çökmə və cavan yaşlı vulkanik (effuziv və piroklastik) və intruziv süxurlar iştirak edir.

Qitədəki qalxan və platformalar bilavasitə passiv kənarlarla sərhədlənir; məsələn, Atlantik okeanı sahili boyu. Burada qitədən okeana keçid zonasının səthəyaxın ifadəsi tədrici xarakter daşıyır, dəniz səviyyəsi aşağı olan zaman axırıncı (pleystosen) buzlaq dövründə dəniz eroziyası nəticəsində əmələ gəlmiş tipik şelf zonaları vardır. Sakit okeanın aktiv kənarları qitə tərəfdən aktiv vulkan dağlarının (məsələn, And dağları) və yaxud adalar qövslərinin (Aleut və Filippin adaları və b.) iştirakı ilə səciyyələnir. Digər çox iri cavan dağ qurşağı Aralıq dənizindən şərqə Alplardan Himalaylara qədər uzanır. Vulkan aktivliyi burada nisbətən az təzahür etmişdir, lakin qırışıqlığın və digər dislokasiyaların intensivliyi çox yüksəkdir: metamorfizləşmiş çökmə plastinaların biri digərinin üzərinə gəlmişdir, bu isə qabığın xeyli dərəcədə ixtisar olmasına sübutdur. Alp-Himalay zənciri plitənin daxili rayonlarından keçir və iki qitənin toqquşma zonasını təmsil edir. Plitə, quruluşuna görə Sakit okeanın okean plitəsinin qitə plitəsi ilə toqquşma xəttini qeyd edən dağ zəncirinin inkişaf tapdığı şərq hissə ilə sərhədlənən qitəkənarı dağ qurğularından kəskin şəkildə fərqlənir.

1.3.3. Qabığın şaqul üzrə dəyişməsi

Qabığın qalınlığının qlobal miqyasda dəyişməsi qanunauyğun xüsusiyyət daşıyır (şəkil 14). Qitələrdə qabığın yer səthində ayrılan sahələrini birini digərindən üçüncü ölçü ilə də fərqləndirmək olar, çünki «M» sərhədi yer səthi relyefinin güzgülü əks etdirilmiş böyüdülmüş surətini verir: qabığın ən böyük qalınlığı qitələrin dağ silsilələri altında müşahidə olunur.

Yuxarıda göstərilmişdi ki, okeanlarla qitələr arasındakı fərq mantiyaya gedib çıxır və dəqiq olaraq bir neçə yüz kilometrə qədər izlənilir. «M» sərhədindən yuxarıda okean qabığı dəqiq seysmik təbəqələrə bölünür (şəkil 1-ə bax) ki, bu da qabığı təşkil edən süxurların (bazaltlar, qabbro və peridotitlər) petroloji xüsusiyyətlərindən irəli gəlir. Qitə qabığı daha mürəkkəb laylı struktura malikdir, lakin hər təbəqənin qalınlığı və təbəqəarası sərhədlər okean qabığı ilə müqayisədə xeyli pis müşahidə olunur.

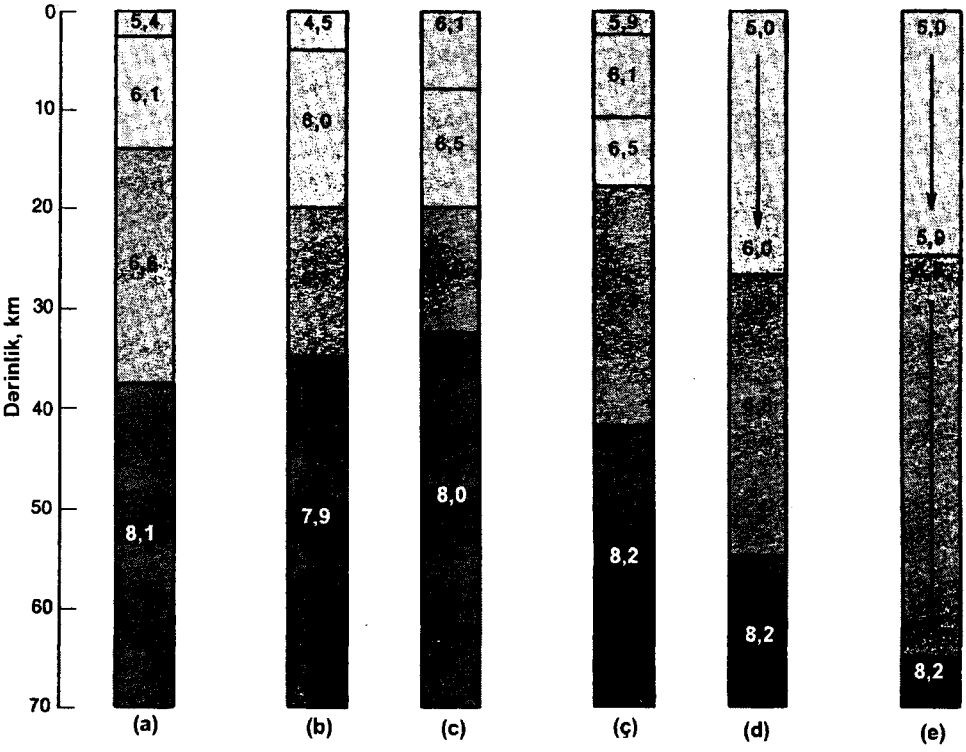


Şəkil 14. Şərqi Sakit okean qalxımından Afrikaya qədərki kəsilişdə okean və qitə qabıqlarının müqayisəli qalınlığı. Okean silsilələri altında qabığın nazikləşməsi və qitələrin dağ silsilələri altında qalınlaşması müşahidə olunur (Şaquli miqyas böyüdülmüşdür: 1 sm=25 km).

15 saylı şəkildə geoloji quruluşuna görə müxtəlif olan qitə rayonlarında uzununa dalğalar sürətindən keçən seysmik struktur göstərilmişdir. Qabıqdakı «M» sərhədindən başqa, 10-dan 30 km-ə qədər dərinlikdə Konrad sərhədi kimi tanınan (onu aşkar edən alimin şərəfinə bu ad verilib) qeyri-müəyyən sərhəd ayrılır. Əksər qitə rayonlarında bu sərhədi izləmək mümkündür. O, 4-6,5 km/san və 6,5-7,8 km/san diapazonda P-dalğaları sürətilə yuxarı və aşağı mantiyanı ayırır. Qabığın yuxarı hissəsi çox dəyişkəndir. Bir neçə kilometr qalınlıqlı ən yuxarı horizontlar xeyli dərəcədə müxtəlif materialla təmsil olunmuşdur; burada nisbətən zəif metamorfizləşmiş vulkanogen və ya çökmə süxurlardan (şəkil 15-də *b* kəsilişi) metamorfizmin orta pillələrinə çatan metaçökmə süxurlara (*v* kəsilişinin kvarsitləri və yaşıl şistləri) qədər müxtəlif tip süxurlar iştirak edir. Bu səthə yaxın təbəqə altında yuxarı qabıq P-dalğaları sürətinin dar intervalı (5,9-6,5 km/san) ilə səciyyələnir; bu təbəqə «qranit» qatı adlanır. Lakin qranitlər ailəsinin süxurları tərkiblərinə görə xeyli fərqlənirlər və orta turşuluqlu dioritlərdən (55-60% SiO_2) az rast gəlinən məxsusi qranitlərə (70%-dən artıq SiO_2) qədər dəyişirlər. Tipik qranitlərin sıxlığı 2650 kq/m^3, P-dalğalarının sürəti 6,1 km/san-ə qədərdir. Onlarla mənfi anomaliya ağırlıq qüvvəsi əlaqədardır; başqa sözlə, yuxarı qabığın orta sıxlığı və eləcə də P-dalğalarının sürəti qranitlərin müvafiq xüsusiyyətlərindən yüksəkdir. Çox güman ki, yuxarı qabığın orta tərkibi qranodiorit və yaxud kvars-diorit tərkibinə yaxındır, onların sıxlığı 2700-2750 kq/m^3, P-dalğalarının orta sürəti 6,25 km/san-dir.

Aşağı qitə qabığının tərkibi yaxşı məlum deyil, çünki çox az yer

vardır ki, orada açılmış süxurlar qabığın aşağı hissələrini təmsil etsin. Ənənəyə görə, bu təbəqəni «bazalt» qatı adlandırırlar, lakin tədricən aşağı qabığın bazalt tərkibli olması haqda fikir daha az cəlbedicidir; çünki böyük dərinliklərdə çox böyük təzyiq altında bazalt qabığının bir hissəsi sıx, kip eklogitə keçməlidir. Bazalt tərkibli eklogit süxurları yüksək seysmik sürətlə (8,4 km/san) səciyyələnirlər və metamorfizmin eklogit fasiyasına aid edilmələrinə baxmayaraq çox yəqin ki, aşağı qabıqda əsasiliyi nisbətən az olan süxurlar yatırlar.



Şəkil 15. Müxtəlif rayonlarda qitə qabığı və yuxarı mantiyanın seysmik strukturu (V_P uzununa dalğaları vasitəsilə göstərilmişdir): (a)-Viskonsin – qalxanın stabil sahəsi; (b)-Hövzə və silsilələr əyaləti – cavan vulkanik süxurların qabığın nazikləşdiyi qalxan sahələrini örtməsi; (c)-Şimali Şotlandiya – 400 mln. il əvvəl iki qitənin toqquşması nəticəsində yaranan dağ qurşağı; (ç)-Cənubi Kaliforniya – 100 mln. il əvvəl okean və qitənin toqquşması nəticəsində əmələ gələn dağ qurşağı; (d)-Mərkəzi Andlar – okean və qitə plitələrinin hazırkı yaxınlaşma zonası; (e)-Mərkəzi Alplar – iki qitə plitəsinin hazırkı yaxınlaşması. Açıq rənglə 4-6,5 km/san sürətli çökmə, metamorfizləşmiş çökmə və kipliyi az olan kristallik süxurlar göstərilmişdir; orta tünd rəngli 6,5-7,8 km/san sürətli yüksək metamorfizm pilləsinə malik olan kristallik süxur sahələri göstərilmişdir; tünd rənglə 7,9 km/san sürətli mantiya peridotitləri göstərilmişdir (P.Smit; S.Faber və b.; Q.Qarlanda görə).

Qabığın aşağı hissəsinin *qranulitlərdən* ibarət olması fikri də diqqətəlayiqdir. Qranulit süxurları orta – əsasi tərkibli olub, əsas etibarı ilə piroksen və kalium şpatlarından ibarətdir, onlar müvafiq P-dalğaları sürətinə (7 km/san) malikdirlər. Nəhayət, üçüncü ehtimal da vardır: aşağı qabığın böyük hissəsi metamorfizmin amfibolit fasiyasının inkişaf tapdığı sahədir. Bu, qranulit fasiyası ilə müqayisədə xeyli kiçik temperaturun və həmçinin amfibolların geniş iştirakı və çöl şpatlarının asılı mövqe tutmasını fərz etməyə imkan yaradır. Amfibolitlər də süxurlar orta-əsasi tərkibə (45-60% SiO_2) malik olduqları halda qranulit komplekslərində olduğu kimi, müvafiq seysmik dalğalara malikdir.

Qranulit və amfibolit fasiyası süxurlarının qabığın aşağı hissəsində iştirakını təsdiq edən odur ki, onlar kembriyəqədər yaşlı süxurların açıldığı ən dərin eroziyaya məruz qalmış rayonlarda aşkar edilmişlər. Qranulitlər daha çox rast gəlirlər. Bir sıra digər səbəblərdən də onlara üstünlük verirlər. Məsələn, istilik axınının öyrənilməsi göstərir ki, aşağı qabıq istilik törədən elementlərlə kasıbdır, bu isə qranulitlərin əksəriyyəti üçün xasdır. Qranitlərin əridilməsi ilə bağlı eksperimentlər göstərir ki, turş maqmanın yuxarı qabığa soxulması zamanı aşağı qabıq tərkibində olan suyun, istilik törədən elementlərin və silikat ərintisinin bir hissəsini itirir, onda yalnız çətin əriyən piroksenlər və qranitlərin çöl şpatları qalır. Lakin bir çox ilkin qranulit süxurları nisbətən aşağı təzyiq və temperatur şəraitində baş verən təkrar metamorfizm nəticəsində (retroqrad metamorfizm) suyunu itirir; belə ki, hazırda onlar amfibolitlər şəklindədirlər. Beləliklə, yuxarı qabıq süxurlarının orta tərkibi və tipi qranodiorit, qabığın aşağı hissəsi üçün isə güman ki, orta-əsasi tərkibli qranulitlər olmuşdur. Bununla belə, aşağı qabıqda xeyli miqdarda amfibolitlər də (həmin tərkibdə) iştirak edə bilər, dərin səviyyələrdə isə eklogitlərin ayrı-ayrı toplularının iştirakını inkar etmək olmaz.

1.3.4. Qitə qabığının başlıca struktur elementləri

1.3.4.1. *Platformalar və qalxanlar.* Platformalar iri ölçülərə malikdirlər, çox zaman litosfer plitələrin mərkəzi hissələrində yerləşirlər və əsaslı əyilməyə məruz qalmırlar. Onları aseysmik vilayətlərə aid edirlər, platforma daxilində çöküntütoplanma prosesi tədricən gedir. Platformalar plitədaxili aktivləşməyə məruz qala bilərlər.

Platformalarla abissal çökəklər arasında müəyyən fərqlər vardır.

Onlardan ən başlıcaları yer qabığının tərkibi, quruluşu və qalınlığıdır. Abissal çökəklər az qalınlıqlı femik okean qabığından ibarətdir, platformalar isə böyük qalınlığa malik olan sial kontinent qabıqla təmsil olunurlar. Platformalarda və kristallik qalxanlarda bu qalınlıq 30-50 km-ə çatır.

Platforma və kristallik qalxanların ən cavan hissələri özü-özlüyündə tam inkişaf tsiklini keçmiş orogenlərdir, onların hüdudları daxilindəki ən yeni qırışıqlığın yaşı isə iki plitənin kontinent qabığı ilə toqquşmasının son fazasının yaşına uyğun gəlir. Bu səbəbdən, yaşı 2,5-2,7 mlrd. ildən cavan olan platforma və qalxanların quruluşu və təkamülü plitələr tektonikası nəzəriyyəsinin geodinamik modellər kompleksini tətbiq etməklə araşdırılmalıdır.

Platforma və qarxanların tektonik strukturları kontinent kənarlarında formalaşmış çökmə lay dəstələrinin intensiv deformasiyalaşması, bu kənarların ada qövsləri, mikrokontinentlər və digər kontinentlərlə toqquşması nəticəsində əmələ gəlmişdir. Təbii ki, bu proses subduksiya ilə müşayiət olunmuşdur, başqa sözlə, kontinent qabığının sahəsi kiçilmiş, topalaşmış, qalınlığı isə xeyli artmışdır.

Platforma və qalxanlar adətən heterogen meqaplitələrin mərkəzi hissələrini təşkil edirlər. Platforma və qalxanlarda ekzogen proseslər, denudasiya, aşınma və peneplenləşmə üstünlük təşkil edir, az qalınlıqlı ellüvial göl, göl-bataqlıq çöküntüləri toplanır və aşınma məhsullarının təkrar çökməsi baş verir.

1.3.4.2. *Abissal çökəklər (okean yataqları).* Abissal çökəklər orta okean silsilələri, okean adaları zəncirləri, sualtı dağlar və düzənlər və dərinsu novları arasında okean dibində okean səviyyəsindən 2-3-dən 5-6 km-ə qədər (orta hesabla 4-5 km) aşağıda yerləşən geniş sahələrdir. Onlar yalnız okean qabıqlı plitələrdə (qalınlıqları 7-10 km-dir) yerləşirlər. Abissal çökəklərin okean qabıqlarının yuxarı hissəsi pelagik çöküntülərdən (1-ci qat adlanır) ibarətdir. Bu qatdan aşağıda 5-7 km qalınlıqlı 2-ci qat yatmışdır. Onlar toleit bazaltları vulkanitlərindən ibarətdir və orta okean silsiləsində formalaşmışlar. Silsilələrdən uzaqlaşdıqca pelagik çöküntülərin (1-ci qat) qalınlığı artaraq 100 m-ə çatır və novların yaxınlığında 1 km-ə çatır.

Abissal çökəklər əsas etibarı ilə pelagik çöküntülərin toplandığı sahələrdir. Burada silisiumlu və əhəngli lillər, dərinsu gilləri toplanır; onların arasında spesifik dəmir-manqan konkresiyaları rast gəlir; bu

əmələgəlmələr yalnız abissal okean çökəkləri üçün səciyyəvidir.

Okeanlarda maddələrin yerdəyişməsi və əmələgəlməsi çox iri miqyasda gedir. A.P.Lisitsinin (1974) məlumatına görə, hər il qurudan okean və dənizlərə təxminən 25 mlrd. t maddə daşınılır, okeanın üst 100 metrlik təbəqəsində 500 mlrd. t biogen material əmələ gəlir. Bu maddənin ümumi miqdarından təxminən 25 mlrd. tonu (təxminən 5%-i) hövzə dibində çökür; yerdə qalan material hövzə dibinə çatmayaraq həll olur, suda və çökmə lay dəstəsinin yuxarı qatında minerallaşaraq yenidən dövr etməyə cəlb olur. Dünya okeanında əsas çöküntütoplanma prosesi terrigen sedimentasiyadan ibarətdir. Terrigen materialın yandan çoxu çaylarla daşınılır. Okean sedimentasiyası prosesində iştirak edən vulkanogen, biogen, buz və eol materialının həcmləri təxminən bərabərdir, ayrılıqda onların hər biri çaylarla daşınılan materialdan 10-15 dəfə azdır.

Orta okean silsilələrində qədim yaşlı çöküntülər yoxdur; silsilələrdən uzaqlaşdıqca əvvəlcə neogen, sonra isə paleogen çöküntüləri zühur edir. Mezozoy çöküntüləri silsilələrdən təxminən 1000 km uzaqda yalnız müasir okeanların kənar hissələrində rast gəlinir.

Abissal çökəklərdə toplanan 1-ci qatın materialının xeyli hissəsi litosfer plitənin dreyfi zamanı 2-ci qatın vulkanitləri ilə birlikdə dərinsu novları tərəfindən udulur. Yüksək miqdarda silisium, karbonat və su saxlayan bu okean qabığı çöküntüləri 100 km dərinliyə çataraq mantiya maddəsində ərimə ocaqlarının yaranmasına səbəb olur. Beləliklə, bu əmələgəlmələr dərinsu novlarının çökmə çöküntüləri ilə birlikdə ada qövslərində və kontinentlərin fəal kənarlarında formalaşan vulkanogen və intruziv süxurların əsas mənbəyi hesab edilir. Lakin 1-ci qatın çöküntülərinin bir hissəsi ada qövsünü daşıyan qarşıdan hərəkət edən plitənin kənarı ilə «qaşınılaraq» metamorfizmə məruz qala və metamorflk mavi şist plastinasını əmələ gətirərək ada qövsünə birləşə də bilərdi.

1.3.4.3. *Plitədaxili aktivləşmə zonaları.* Plitədaxili tektono-maqmatik aktivləşmə zonalarına okean qabıqlı plitələrdə vulkan adaları, sualtı dağ zəncirləri və platolar, kontinent qabıqlı plitələrdə isə platforma və qalxanlardakı qələvi və ultraəsasi intruziv süxur zonaları aiddir.

Güman edilir ki, plitədaxili aktivləşmə zonaları meqaplitələrin uzun müddət yerdəyişməsi zamanı baş verən parçalanmalardır.

Vulkan adaları, sualtı dağlar və platoların zənciri adətən okeanın orta hissələrində yerləşir. Onlar Sakit okeanda Havay və Leyn-Tuamotu adaları, Şimal-Qərb silsiləsinin sualtı dağları, Atlantik okeanında Kit sualtı silsiləsi, Hind okeanında Qərbi Hind silsiləsi zəncirləri ilə təmsil olunmuşdur. Adalar və sualtı dağlar intensiv təzahür etmiş qələvi bazalt vulkanizmi məhsullarından ibarətdir. Vulkanlar püskürdükdən sonra eroziyaya məruz qalmış və onların zirvələrində rif qurğuları yaranmışdır.

Platforma və qalxanlardakı tektono-maqmatik aktivləşmə zonaları da okean qabıqlı plitələrdə olduğu kimi, yəqin ki, parçalanan meda-plitələrin çatları boyu formalaşmışlar. Kontinental litosfer plitənin altından böyük dərinlikdən (150-300 km) qalxan maqmatik maddə, ilk öncə, peridotit tərkibi olmuşdur. Sonradan, litosfer plitənin süxurları ilə kontaminasiya nəticəsində bu maddə qələviləşmiş və karbonatitli ultraəsasi – qələvi intruzivləri əmələ gətirmişdir. Maqmanın xeyli dərəcədə turş məhsullarla zənginləşməsi nəticəsində qələvi siyenitlər (nefelinlə) və qələvi qranitlər əmələ gəlir. Maqmaötürücü çatlar qədim süxur zonaları üzərinə gəlirsə peridotit maddəsi karbohidrogenlərlə zənginləşir və almazdaşıyan kimberlit boruları və daykaları yaranır.

Plitədaxili tektono-maqmatik aktivləşmə zonaları və zəncirləri bir çox qalxanlarda və platformalarda məlumdur. Sibir platformasındakı Meymeça-Kotuy əyalətinin qələvi intruzivləri və kimberlit boruları, Baltik qalxanının şimal-şərqindəki Xibin siyenit massivi və onu müşayiət edən karbonatitlər və s. bura aiddir.

Bir çox tədqiqatçılar (Y.Q.Qatinski, A.A.Kovalyov və b.) plitədaxili aktivləşmə təzahürünü orogen tsiklin riftdənqabaqkı mərhələsinə aid edirlər.

1.3.4.4. *Kontinentlərin rift zonaları.* Litosfer plitələrin parçalanması və kontinentlərdə və ona bitişik sahələrdə plitələrin hərəkətinin ilk mərhələsində rift zonaları yaranır.

Rift zonaları adı altında yüz və min kilometrlərlə uzunluğa malik olan, planda zolaq şəkilli tektonik zonalar başa düşülür. Onların hüdudları daxilində yer qabığının üfüqi genişlənməsi baş verir. Kontinentlərdə rift zonalarının ümumi uzunluğu 9000-10000 km-dir, başqa sözlə, onlar Yer kürəsinin 80-90%-ni əhatə edirlər. Bu uzunluğun üçdə iki hissəsi Afrika-Ərəbistan rift qurşağının, yerdə qalan üçdə bir

hissə isə Baykal və Reyn rift zonalarının payına düşür.

Afrika-Ərəbistan rift zonası Afrika kontinentinin cənubunda axan Zambezi çayının məcrasından başlayaraq şimalda Cənubi Türkiyədəki Tavr dağlarına qədər uzanır. Bu zonaya Nyasa-Tanqanika (qərbdə) və Keniya-Efiopiya (şərqdə) şaxələri aid edilir ki, onlar da ümumilikdə Şərqi-Afrika rift sistemini və habelə Qırmızı dəniz-Qərbi Ərəbistan (şimal) seqmentini əmələ gətirirlər.

Qırmızı dənizin 1800 km məsafəyə uzanan rift zonası Yer kürəsində ən maraqlı əmələgəlmələrdən biridir. O, Yerin müasir səthində yeganə tektonik strukturdur ki, kontinent riftəmələgəlmənin okean riftəmələgəlməsi ilə əvəz olunmasını, başqa sözlə, okeanın açılmasının ilkin mərhələsini əks etdirir (Y.Y.Milanovskiyə görə – materikarası rift).

Gec proterozoy qırışıqlıq qurşağının qədim, zəifləşmiş zonası boyu yaranan Qırmızı dənizin qrabeni şimalda eni 150-200 km-dən cənubda 350-400 km-ə qədər olmaqla, əsas etibarilə kaynozoy çöküntüləri ilə dolmuşdur. Qrabenin ox hissəsinin eni 50-100 km, dərinliyi 1-2,5 km-dir; o, rift həlqə şəklində əhatə edən submeridional istiqamətli blokların üfüqi yerdəyişməsini əmələ gətirən aralanmadır. Bu, geofiziki tədqiqatlar nəticəsində müəyyən edilmişdir; bu, onu da güman etməyə imkan verir ki, bütöv qranit-metamorfik qatda baş verən qırılma nəticəsində bir-birindən uzaqlaşan Afrika və Ərəbistan litosfer plitələri arasına mantiyanın əsasi və ultraəsasi maddəsinin böyük qalınlıqlı daykaları daxil olmuşdur.

Bilavasitə bu qrabendə Qırmızı dənizin isti metaldaşıyan şorabal depressiyası müşahidə olunur.

Qırmızı dənizin şimal qurtaracağı rayonunda Şərm-Əl-Şeyxin üçlü bitişməsi yerləşir, iki şaxə Qırmızı dəniz və Suets körfəzinin qrabenlərini təmsil edir. Üçlü bitişmənin üçüncü şaxəsi (Livan qrabenləri zonası) – Qırmızı dənizin Akab körfəzindən başlayaraq Ölü dənizə və İordan və Tiveriad çaylarının hövzəsinə qədər izlənir. Onların davamı Əl-Qab və Qarasu qrabenləri hesab edilir. Afrika-Ərəbistan qurşağı bilavasitə bu qrabenlərlə Şərqi Tavr və Cənub-Şərqi Türkiyənin alp qırışıqlıq qurğuları həndəvərində tamamlanır.

Baykal rift zonası. Asiya materikinin mərkəzində, Sibir platformasını cənub-şərqdən həlqələyən proterozoy qırışıqlığı vilayətində yerləşmişdir. Rift strukturları sistemi Şimal-Qərbi Monqolustandan

başlayır və Şərqi Sibirin dağ qurğularından keçməklə Cənubi Yakutiyaya qədər 2500 km məsafəyə uzanır və şimal-şərq istiqamətli ikiqat qövs şəklini yaradır.

Rift zonaları baykalidlərdən və erkən kaledonidlərdən ibarət heterogen qırışıqlıq qurşağında yaranmışdır.

Rift çökəkləri oliqosen-miosen, pliosen və antropogenin kontinental çökmə süxurları ilə dolmuşdur. Geofiziki məlumatlara görə, kaynozoy çöküntülərinin qalınlığı 5000-6000 m-dir. Rift zonasında klastik çöküntülərin toplanması ilə yanaşı traxibazalt lavalarının axımı da baş vermişdir. Lava axını oliqosen-miosendə başlamış, fasilələrlə qolosenə qədər davam etmişdir.

Reyn qrabenləri. Kaynozoy yaşlı Reyn qrabenlər sistemi Qərbi Avropanın hersin qurğuları içərisində yerləşmişdir. O, cənubda alp önü əyilməsindən başlayır və şimalda Şimal dənizi və Şimali Alman əyilməsinə qədər 600 km məsafəyə uzanır.

Reyn massivinin cənub qurtaracağında Yuxarı Reyn qrabeni Aşağı Reyn və Gessin şaxələrinə ayrılaraq üçlü bitişmə əmələ gətirir. Bilavasitə üçlü bitişmə sahəsində Reyn qrabenləri sistemi cavan vulkanogen süxurlarını (olivinli bazaltlar – qələvi bazaltlar, traxibazaltlar, bazaltlar, traxitlər, fonolitlər) əmələ gətirdiyi Eyfel qövsü ilə kəsilir. Vulkanitlərin yaşı 18-26 mln. ildən 10 min ilə qədərdir.

1.3.4.5. *Avlakogenlər.* Avlakogenlər riftlərin inkişaf etməmiş sahələridir. Avlakogenlər passiv kənarların elə sahələridir ki, orada riftogenez zamanı üçlü bitişmənin zəif təzahür edən üçüncü şaxəsi yerləşir. Onlara misal olaraq Afrika-Ərəbistan sisteminin cənub hissəsində yerləşən Luanqva, Aşağı Zambezi və Limpopo avlakogenlərini, Ukraynada Dnepr-Donetsk avlakogenini göstərmək olar.

Dünyanın əksər iri çayları (Missisipi, Amazonka, Niger, Zambezi, Limpopo, Reyn) rift sistemlərinin inkişaf tapmamış şaxələri boyunca axırlar, bu çayların delta çöküntüləri isə miogeosinklinal pazların böyüdülmüş qalınlığını təmin edir. Buna görə də qalınlığı öyrənərkən iri çayların qədim okeanlara axma (tökülmə və ya düşmə) məntəqələrini və riftlərin qədim, inkişaf tapmamış şaxələrinin yerini müəyyən etmək olar.

Avlakogenlərin inkişafının erkən mərhələlərində böyük qalınlıqlı terrigen çöküntülərin toplanması bəzən əsasi tərkibli kiçik intruzivlərin (sillərin) soxulması ilə mürəkkəbləşir. Bu zaman bazit maqması

terrigen lay dəstəsini xalkofil elementlərlə qidalandıran vacib mənbə hesab olunur. Bu, həmçinin xalkofil və eləcə də litofil və siderofil faydalı komponentlərin konsentrasiyası üçün baryer rolunu oynayan istilik anomaliyası mənbəyidir. Bununla belə, avlakogenlərdə başlıca geodinamik proses çöküntütoplanmadır.

Avlakogenlər də kontinentlərin passiv kənarları kimi kömür- və neftqazdaşıyan terrigen və terrigen-karbonat lay dəstələrini toplayan mühüm struktur elementlərdir.

1.3.4.6. *Kontinentlərin və mikrokontinentlərin passiv kənarları.* Kontinentlərin passiv kənarları adı altında atlantik tipli kontinentlərin kənarları, yəni kontinentdən okeana keçən və materikin kənarının ümumi şəklinə uyğun olan, həmçinin kontinentin kənarını, şelfini, kontinent yamacını və ətəyini daxil edən çox geniş zona başa düşülür.

Belə kontinent kənarlarına Şimali və Cənubi Amerikanın qərb kənarları, Afrikanın kənarı (qitənin şimalından başqa), Avstraliya və Hindistan subkontinentinin cənub kənarları, Avrasiya və Şimali Amerikanın şimal kənarları aid edilir.

Kontinentlərin passiv kənarlarının eni yüz və birinci min kilometrlərlə ölçülür və özülün meylliyindən, eləcə də litosfer plitələrin batma dərəcəsindən asılı olaraq xeyli dəyişir.

Kontinentlərin passiv kənarlarında təzahür edən başlıca geodinamik proses çöküntütoplanmadır, yəni çöküntülərin toplanması, onların ilkin diagenezi, bəzənsə ilkin deformasiyasıdır.

Miogeosinklinallarm quruluşunda iştirak edən qumlu-gilli, kvarsitli və əhəngli formasiyalar kontinentlərin və mikrokontinentlərin passiv kənarları tektonik şəraitində əmələ gəlmişlər.

Kontinentlərin passiv kənarlarında tropik və humid iqlim qurşaqlarında terrigen və karbonat lay dəstələrində külli miqdar üzvi maddə toplanır, başqa sözlə, neft hasiledən lay dəstələri yaranır. Məxsusi şəraitlərdə avtoxton və alloxton bitki detritlərinin külli şəkildə toplanması nəticəsində limnit, aralıq tipi və paralitik kömür daşıyan lay dəstələri formalaşırlar.

Kontinentlərin və mikrokontinentlərin passiv kənarları ada qövsləri və yaxud digər kontinentlə toqquşmayana qədər hansısa bir maqmatik təzahürlə səciyyələnmirlər.

Müasir yer səthində kontinentlərin passiv kənarları iri litosfer plitələrdə qeyd olunur. Lakin dreyf edən kontinent kənarları mezoplitə-

lərin arxa tərəfində də yarana bilər. Belə bir hal spredinq, habelə meqaplitələrdən mikrokontinentlərin ayrılması prosesləri nəticəsində də baş verə bilər.

Passiv kənarlardakı yer qabığı okean qabığından kontinent qabığına keçidi təmsil edir. Onun qalınlığı 7-10 km-dən (kontinent yamacında) 20-30 km-ə qədər və daha çox olur (materikin kənar hissəsində).

Müəyyən edilmişdir ki, kontinentlərin passiv kənarları çox böyük ərazilərdə aseysmikdirlər və vulkanizm təzahüründən məhrumdurlar. Baxmayaraq ki, kontinentlərin passiv kənarları nisbətən stabildir, bununla belə, burada qayma şəkilli dislokasiya, duz günbəzi tektonikası və digər tektonik proseslər geniş inkişaf tapmışdır. Bu proseslər passiv kənarlarda toplanmış çökmə lay dəstələrinin ilkin dəyişməsinə səbəb olur. Yalnız xeyli sonra ada qövsləri daşıyan litosfer plitələr və plastinalar çökmə lay dəstələrinin altına itələnən zaman və yaxud kontinentlə toqquşma nəticəsində çökmə lay dəstələri qırışəmələgəlməyə cəlb olunurlar. Qədim kontinentlərin passiv kənarlarına misal olaraq Şimali Amerikanın erkən ordovik yaşlı orogenəqədərki kontinent kənarını göstərmək olar. Avropanın miogeosinklinal mezozoy lay dəstəsinə ortokvarsitlərdə yatan karbonatlı şelf çöküntülərini göstərmək olar (Alp qırışıqlıq qurşağındakı Dofine, Briansona və Pyemonta zonaları).

1.3.4.7. *Orta okean silsilələri.* Orta okean silsilələri yuxarıya qalxan mantiya axınlarının təsiri altında meqaplitələrin davam edən aralanma prosesi nəticəsində əmələ gəlirlər. Mantiya axınları isə kontinentdə riftəmələgəlmə mərhələsində başlayır. Keçid tipli rift strukturları (Y.Y.Milanovskiyə görə – materiklərarası rift zonaları) orta okean silsilələrinin erkən inkişaf mərhələsi hesab edilir.

Müasir yer səthində Orta Atlantika, Atlantika-Hind, Hind və Sakit okean-Antraktik silsilələri və Şərqi-Sakit okean, Cənub-Şərqi-Hind və Çili sualtı qalxımları ayrılır.

Orta okean silsilələri yer qabığının ən ardıcıl və böyük uzunluqlu tektonik strukturlarından biridir. Sualtı dağ qurğularının ümumi uzunluğu 60 min km-ə yaxındır, prinsipcə onlar Yerin yeni tip mütəhərrik qurşaqlarıdır.

Orta Atlantik silsiləsi bir tərəfdən Şimali Amerika ilə Cənubi Amerikanın, digər tərəfdənsə Avrasiya ilə Afrika kontinentinin orta-

sında yerləşmişdir. Silsilənin Qrenlandiya ilə Avropa arasında yerləşən hissəsi Reykyanes silsiləsi adını daşıyır; onun davamında okean səviyyəsindən yuxanda orta okean silsiləsinin mərkəzi hissəsi su üzünə çıxmışdır. Bu, planetimizdə orta okean silsiləsinin su üzünə çıxdığı yeganə yerdir. Orta Atlantik silsiləsinin şimal qurtaracağı Şimal Buzlu okeanda yerləşir və Qakkel silsiləsi adını daşıyır. Orta Atlantik silsiləsi çoxlu say köndələn transform yarıqlarla kəsilmişdir. Onlardan, xüsusən irisi okeanın ekvator hissəsində və Qrenlandiyadan şimalda izlənən Vegener qırılmasıdır. O, tədricən genişlənən (ildə 1-2 sm) silsilələrə aiddir.

Sakit okeandakı *Şərqi Sakit okean qalxımı* çox iri və yaxşı öyrənilmiş orta okean silsiləsidir. O, mezozoyda okeanın ortasında olmuşdur, lakin kaynozoyda Sakit okeanın bağlanmağa başlaması və Şimali Amerika, Cənubi Amerika plitələrinin qərbə doğru yerini dəyişməsi nəticəsində okeanın cənub-şərq hissəsində qərar tutmuşdur. Şərqi Sakit okean qalxımı üçün hərəkət edən litosfer plitələrin aralanma və böyümə sürətləri 6-10 sm/ildir.

Atlantik və Sakit okeanların quruluşunun müqayisə edilməsi ehtimal etməyə imkan verir ki, orta okean qalxımlarının morfologiyası onların böyümə sürətindən asılıdır. Aramlı spredinq vilayətlərində qalxımlar dağ silsilələri şəklindədirlər, ancaq plitələrin yeyin hərəkəti zamanı az hündürlüklü enli qalxmalar – silsilələr yaranır.

Şərqi Sakit okean qalxımı son illər dəqiq öyrənilməkdədir, xüsusən onun ekvatorayaxın zonası; burada Qalapaqos silsiləsi ilə bölünmüş Naska və Kokos plitələri Sakit okean plitəsindən şərqə doğru hərəkət edirlər; qalxımların yamaclarında hidrotermal bulaqların çıxışı və kolçedan filizi kütlələri müəyyən edilmişdir.

Hind okeanında Hind silsiləsinin şimal qolu – Karlsberq silsiləsi yaxşı öyrənilmişdir. Bu silsilə Ərəbistan dənizinin transform qırılmasından şimal-qərbdə Aden körfəzinin və Qırmızı dənizin orta silsilələri ilə əvəz olunur. Dünya sisteminin digər orta okean silsilələri: Atlantik-Hind və Sakit okean-Antraktika silsilələri, Cənub-Şərqi-Hind və Çili qalxımları zəif öyrənilib.

Orta okean silsilələrinin eni bir neçə yüz km-dən bir neçə min km-ə qədərdir və bu göstərici silsilələrin böyümə sürətindən asılıdır. Ən dar (ensiz) silsilə Orta-Atlantik silsiləsinin ayrı-ayrı məntəqələri hesab olunur, maksimal enli silsilə isə Şərqi-Sakit okean qalxması

üçün təyin edilmişdir.

Silsilələr abissal düzənlər üzərindən 2-4 km hündürlüyə qalxırlar, onların qılıcları, bir qayda olaraq, okean səviyyəsinə 2-2,5 km çatmır. Orta okean silsiləsinin qrabeni qraben-rift zonasına uyğun gəlir, eni 30 km-ə yaxındır. Belə zona silsilənin, xüsusən çox parçalanmış sahələri arasında yerləşir və 2 km-ə qədər dərinliyə malik olur.

Maqnit sahəsi, seysmiklik və istilik axını. Spredinq silsilələrinin ən əsas xüsusiyyəti maqnit sahəsinin zolaqlı şəklə malik olmasıdır. Ümumiyyətlə, orta okean silsilələri və qalxmaları üzərində simmetrik şəkilli maqnit anomaliyaları müəyyən edilmişdir. Anomaliyalar silsilələrin yamaclarına paralel uzanmışlar. Orta okean silsiləsi maqnit sahəsinin quruluş xüsusiyyətinin öyrənilməsi silsilələrin formalaşma mexanizminin təklif edilməsinə və müxtəlif modellərin yaradılmasına kömək edir.

Orta okean silsilələri üçün kiçik fokuslu seysmiklik səciyyəvidir. Zəlzələ ocaqları, bir qayda olaraq, mərkəzi riflt zonasına da təmayül edir.

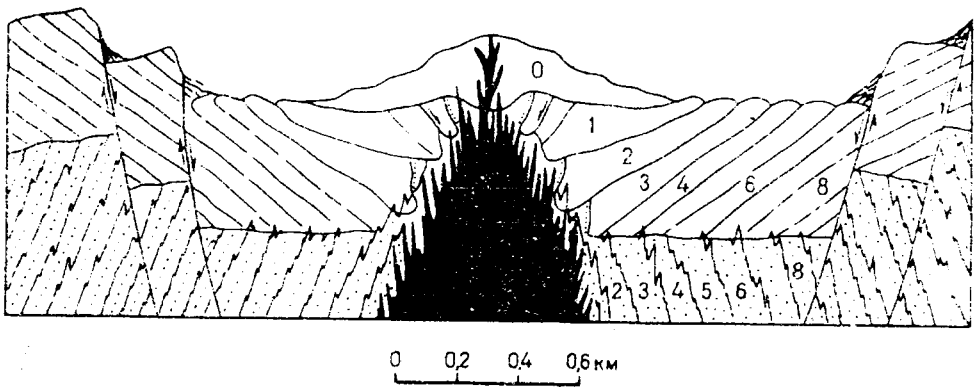
Kontinent rifltlərində olduğu kimi, orta okean silsilələrinin rift zonaları da yüksək istilik axını vilayətləridir; istilik axınının intensivliyi rift çatlarından uzaqlaşdıqca qanunauyğun olaraq azalır. Ən böyük istilik axınına o silsilələr və yaxud onların seqmentləri malikdirlər ki, orada litosfer plitələr çox böyük sürətlə bir-birindən aralanmış olsunlar.

Silsilələrin inkişafı modeli. Orta okean silsilələrinin əmələ gəlməsindən əvvəl kontinentdə riftəmələgəlmə baş verir və bunun nəticəsində okean açılır. Buna görə də silsilələrin yaranmasından əvvəlki strukturlar yarıq (çatdağ) və materikarası rift zonaları hesab edilirlər. Sonuncuya misal kimi Qırmızı dənizin rift zonasını göstərmək olar.

L.V. Dmitriyev və b. orta okean silsilələrinin inkişaf modelini təklif etmişlər; Orta Atlantik silsiləsinin 36°48[1] nöqtəsində rift vadisinin geomorfologiyasının və geologiyasının öyrənilməsi tədqiqatçılara Şimali Amerika və Afrika plitələrinin aralanması zamanı güman edilən prosesləri nəzərə almağa okean silsiləsi üçün rift vadisinin yeni geoloji modelini təklif etməyə imkan vermişdir (şəkil 16) Öyrənilən sahədə rift vadisi simmetrik profilə malikdir; onun eni 1,5-dən 3 km-ə, dərinliyi 100-dən 400 m-ə qədərdir. Vadinin mərkəzi hissəsində fasilələrlə orta silsilə (eni 800-1300 m, hündürlüyü 100-240 m) izlənilir. O, bəzi məntəqələrdə balış şəkilli bazalt lavalarından ibarət

olan mərkəzi təknə (təknəyə oxşar dərə) ilə əvəz olunur.

Güman edilir ki, püskürməarası və yəqin ki, elə püskürmə zamanı orta silsilə ox istiqaməti boyu bölünmüş və aralanma zamanı aşağı düşərək mərkəzi təknəni – yarğanı əmələ gətirmişdir. Bundan sonra, bir o qədər dərində yerləşməyən ocaqdan yeni pay maqma daxil olmuş və orta silsiləni yenidən qurmuşdur. Formalaşmış balış şəkilli bazalt lavaları qatı (qalınlığı – 400 m) qalıq maqnitləşməyə və rift vadisinin oxu istiqamətdə yatıma malik olmuşdur. Beləliklə, bu modelə uyğun olaraq balış şəkilli bazalt qatları rift vadisinin daxilinə əyilmişdir.



Şəkil 16. Orta okean silsiləsi daxili rift vadisinin modeli; ekstruziv bazaltların (0-8 layları - ştrixsiz), intruziv bazaltların (2-8 layları - nöqtələrlə) səthə yaxın maqmatik ocaqla (qara) əlaqəsi göstərilmişdir. Daykaların yalnız bir hissəsi göstərilib (C.Mur və b. görə).

Orta okean silsilələrinin inkişafının əsas mərhələsində litosfer plitələrin aralanması və onların kənarlarının fasiləsiz artması (qalınlaşması) nəticəsində okean qabığının 2-ci qatı formalaşır. Bu, o qədər davam etmişdir ki, okeanın açılmasına səbəb olan mantiya axınları aktiv fəaliyyət göstərmiş olsunlar. Astenosferdə digər qrup mantiya axınları daha aktiv olduqları zaman digər okean açılır; müvafiq olaraq birinci okeanda orta okean silsiləsinin inkişafı kəsilir. Daha sonra, plitələrdəki okean silsilələri strukturlarının yerdəyişməsi və onların (digər litosfer plitələrlə örtülmə zamanı) udulması baş verir. Bir okeanın bağlanması və onun hesabına digər okeanın açılması prosesini mezozoy və kaynozoy dövrlərində Sakit və Atlantik okeanların təkamülünü analiz etmək nəticəsində bərpa etmək olar.

Orta-Atlantik və Şərqi-Sakit okean silsilələrinin yamaclarında

inkişaf etmiş maqnit anomaliyaları və çökmə süxurların yaşının təhlil edilməsi göstərmişdir ki, Atlantik okeanının açılması nəticəsində Şimali Amerika litosfer plitəsi yerini qərbə dəyişərək saat əqrəbinə əks istiqamətdə fırlanmış və nəhayət, Kul və Farallon plitələrini örtmüşdür.

Erkən paleozoyda paleo-Asiya okeanının açılması proto-Atlantik okeanının bağlanmasına və Appalaç qırışıqlıq qurşağı, habelə britaniya və skandinav kaledonidlərinin əmələ gəlməsinə səbəb olmuşdur.

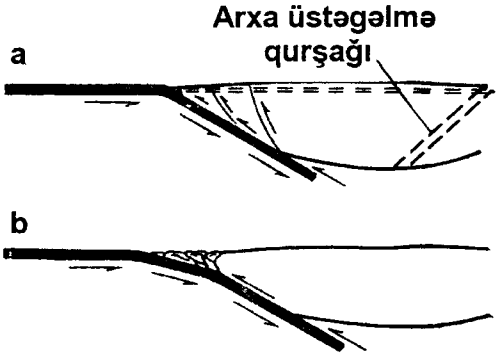
Orta okean silsilələri inkişaflarının son mərhələsində onların üzərinə litosfer plitələri gələn zaman udula bilər. Yerin müasir simasında belə bir hal yalnız Şimali Amerika kontinentinin qərb kənarında müşahidə edilir. Burada Şərqi Sakit okean qalxmasının rift zonası Kaliforniya körfəzinə izlənilir, böyük uzunluqlu transform qırılmalarla (San-Andreas və b.) bölünmüş orta silsilənin ayrı-ayrı kəsikləri isə Kanada sahillərində müəyyən edilmişdir.

Ofiolit formasiyaları orta okean silsilələrinin səciyyəvi və faktiki olaraq yeganə nümayəndəsidir. Ofiolitlər keçid və kontinent qabıqlı bloklarda böyük miqyaslı tektonik deformasiyalardan sonra yer səthinə çıxırlar, başqa sözlə, bu proses litosfer plitələrin əsaslı üfüqi yerdəyişməsi və toqquşması nəticəsində baş verir.

Orta okean silsilələrinin ofiolitləri spredinq mənşəli kənar dənizlərin ofiolitlərindən fərqlənir. Onların tam formalaşması orogen tektonik tsiklin son mərhələlərində baş verir; bu zaman ofiolitləri təşkil edən süxur kompleksi tektonik təşəkkül tapır. Ofiolitlər, bir qayda olaraq, litosfer plitələrin və plastinalann üz-üzə gəlmə (konvergensiya) zonalarında yerləşirlər və xeyli dərəcədə dislokasiyaya məruz qalırlar. Plitələrin toqquşma və maksimal gərginlik zonalarında ofiolit plastinaları basılıb əzilə, milonitlərə çevrilə və qalınlıqlarını büsbütün yox olana qədər azalda bilərlər. Onların tektonik təşəkkül tapması yalnız yer qabığının müvafiq blokunun tam konsolidasiyasından sonra bitir.

1.3.4.8. *Dərinsu novları.* Dərinsu novları yer qabığının ən səciyyəvi morfostruktur elementlərindən olub, okean dibinin ensiz, uzun aşağıdüşmə sahələri şəklində bir çox ada qövsləri və ayrı-ayrı kontinent kənarları boyu uzanırlar. Onlar yer qabığının mənfi relyefinin maksimum amplituduna malikdirlər. Dərinsu novları adaqövsü sistemlərinin vacib strukturları hesab edilir, bir-birlərindən ölçüləri və quruluşlarına görə xeyli dərəcədə fərqlənirlər (şəkil 17).

Dərinsu novları, demək olar ki, fasiləsiz zəncir şəklində Sakit okeanın qərb hissəsində, şimalda Aleut qövsünün novundan başlayaraq cənubda Tonqa-Kermadek novuna qədər uzanır. Bu zəncirə Avrasiya və Sakit okean meqaplitələri arasında yerləşmiş Kuril, Yapon, Marian, Ryukyu və Filippin novları daxildir. Şimali Amerika materikinin qərb kənarında Qvatemala (Mərkəzi Amerika) və Peru-Çili (Atakama) novları yerləşir. Böyük uzunluqlu Yava novu Cənub-Şərqi Asiyanın litosfer plitələrini cənubdan çərçivələyir. Hind-Avstraliya plitəsinin şərq kənarı boyu Yeni Britaniya, Solomon və Yeni Hebrid adalarının dərinsu novları yerləşir.



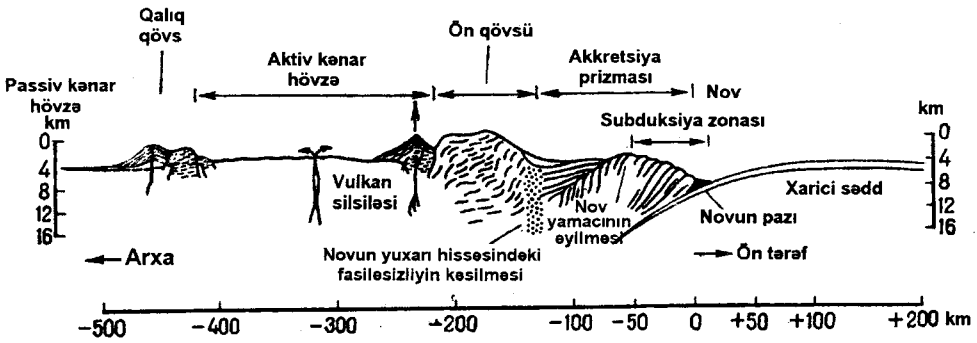
Şəkil 17. Dərinsu novlarının modeli (C.Xelvinq və Q.Xolla görə): *a* – orogen modeli: kontinentin kənarı okean litosferinə birləşmişdir və nov deformasiyaya məruz qalmamış çöküntülər saxlayır; qarşılaşan (üz-üzə gələn) plitələrin hərəkəti yuxarı plitədə qırılma üzrə yerdəyişmə, orogenin ilkin mərhələsində ön hissədə, gec mərhələdə isə üstəgəlmənin arxa tərəfində yerdəyişmə ilə təmsil olunmuşdur; *b* – alta itələnmə modeli: kontinentin kənarı okean litosferi ilə birləşməmişdir və nov az çöküntü saxlayır; qarşılaşan (üz-üzə gələn) plitələrin hərəkəti alta itələnmə zonası (Benyof zonası) boyu hərəkətlə təmsil olunmuşdur.

Dərinsu novlarının yamacları 5-7° dikliyə malikdir. Seysmik zondlaşdırma və novların dibindən nümunələrin götürülməsi göstərir ki, novların böyük əksəriyyəti az miqdarda çöküntü saxlayır və yaxud heç saxlamır; bununla belə, novların bəzilərində böyük qalınlıqlı deformasiyalaşmamış çöküntülər müşahidə edilir.

1.3.4.9. *Ensimatik ada qövsləri.* Ensimatik ada qövsləri adı altında okean qabığında yaranmış, böyük məsafəyə (2000 km-ə qədər) uzanan və qövsəoxşar formalı vulkan adaları zənciri başa düşülür. Ada qövslərinin əyriliyi 20-22°-ə çatır. Vulkan adaları zənciri ilə, bir qayda olaraq, okean tərəfdən yerləşmiş dərinsu novları, üzbəüz (əks)

tərəfdə isə kənar dənizlər assosiasiya yaradır (şəkil 18).

Yerin müasir simasındakı ada qövslərinə misal olaraq Sakit okeanın qərb hissəsində yerləşmiş Ryukyu, Marian, Solomon adaları (Bugenvil) və Atlantik okeanının qərb hissəsindəki Kəraib və Skoşanı göstərmək olar.



Şəkil 18. Ada qövsünün quruluş sxemi (D.Kariq və Q.Şermana görə). Şaquli miqyas beş dəfə böyüdülmüşdür.

Ada qövsləri altında dərinseysmik zona (Benyof zonası) yerləşir. Hələ 1946-cı ildə A.N.Zavaritski dərinfokuslu zəlzələlərin yerləşmə səthlərinin mühüm tektonik əhəmiyyətini göstərmişdi. Hesab olunur ki, bu dərinlik zonaları üzrə okean qabıqlı plitə digər plitənin altına itələnir. Ona görə bu zonanı Zavaritski-Benyof zonası da adlandırırlar.

Vulkan qövsləri dərinsu novlarından 150-200 km aralı yerləşir. Bəzən novla vulkan qövsü arasında əlavə, çox hissəsi sualtında olan, silsilə yerləşir. Qövsün əyilmiş tərəfində kənar dənizlər və kiçik okean hövzələri yerləşirlər. Onlar qövsü kontinentlərdən ayırırlar. Ada qövslərinin ox hissələri pliosen və dördüncü dövr yaşlı deformasiyalaşmamış subaeral lava və piroklastik süxurlardan, laxar çöküntülərdən və tuflardan (qızdırılıb bitişmiş) təşkil olunmuşdur. Bəzi ada qövslərində sualtı balışşəkilli lava və lavabrekçiyalar, yerlərlə dayazsu əhəngdaşlarının linzaları və laycıqları rast gəlinir.

Əksər tədqiqatçılar ada qövslərini qədim geosinklinallar kimi hesab edirlər. Əldə olunmuş son məlumatlar adalar qövsü sisteminin orogendəki yerini və onun inkişafında subduksiyanın rolunu (okean qabıqlı plitənin adalar qövsünün altına itələnərək udulması) aşkar etməyə imkan vermişdir.

Adalar qövsünün inkişafında üç mərhələ ayırmaq olar: 1) erkən,

2) gec inversiya və 3) erkən reversiya. Gec reversiya mərhələsi ada qövsünün son inkişaf mərhələsini təmsil edir.

Qütblik reversiyası. Sakit okeanın şimal-qərb hissəsinin böyük əksər adalar qövsü sistemi normal qütblüyə malikdir (onlar ön tərəfdən yönəlmiş hissələri ilə okeana yönəlmişlər), lakin kifayət qədər qövslər vardır ki, əks qütbə malikdirlər. Qütbliyini dəyişən qövslərə misal olaraq Yeni Hebrid, Solomon və Luzon ada qövslərini göstərmək olar. Adalar qövsü sistemi qütblərinin dəyişmə nəticəsini kənar hövzələrin qabığının subduksiyasında axtarmaq lazımdır ki, bu da qövsün kontinent kənarı ilə toqquşmasına səbəb olur. Bu tip toqquşma nəticəsində ofiolit plastinalarının və yüksək təzyiq şəraitində metamorfizləşmiş süxurların daha yüksək səviyyəyə qalxması baş verir.

Ada qövslərinin yaranması eyni quruluşlu (yəni okean qabıqlı) plitənin digər plitənin altına itələnərək batması nəticəsində baş verir. Bu halda ada qövsünün erkən inkişaf mərhələsində əsasi vulkanizm təzahür edir ki, bu da keçid tipli yer qabığının qalınlığını artırır. Bir qədər sonrakı mərhələlərdə və yaxud keçid tipli yer qabığı plitəsinin parçasında formalaşmış qövslərdə bazalt vulkanizmini andezit vulkanizmi əvəz edir. Hesab olunur ki, yer səthində təzahür edən püskürmənin istər erkən, istərsə də diorit-qranodiorit intruzivlərinin soxulmasının mərhələlərində maqmatik mənbənin mənşəyi alta itələnmə zonası boyu udulan okean qabığı olmuşdur; o, yuxan mantiyanın serpentinitləşmiş peridotitlərindən, 2-ci qatın amfibolitləşmiş bazaltlarından və dərinsu novlarının müəyyən qədər okean pelagik çöküntülərindən və turbiditlərindən ibarətdir. Maqmatik maddənin əriməsi səthdən 100-200 km dərinlikdə baş verir.

1.3.4.10. *Mikrokontinentlər.* Mikrokontinentlər adı altında okean meqaplitləri ilə qonşuluqda, okeandan kontinentə keçid zonasında yerləşən litosfer mezoplitələr və mikroplitələr nəzərdə tutulur. Qırışıqlıq qurşaqlarının bir çox aralıq massivləri, yəqin ki, mikrokontinentlər olmuşlar.

İri mikrokontinentlər (və yaxud kiçik kontinentlər) okeanların açılmasının erkən mərhələsində kontinentlərdən iri seqmentlərin qoparılması nəticəsində əmələ gəlmişdir. Bu o zaman baş verir ki, inkişaf edən okean rifti (orta silsilə) yaxınlaşaraq materikə çatır və orta okean silsiləsi üçlü birləşmədən ayrılaraq şaxələnir. Belə mikrokontinentə misal olaraq, Qrenlandiyanı göstərmək olar; o, Atlantik okeanı-

nın açılması zamanı Şimali Amerika kontinentindən bir neçə milyon il əvvəl qoparılaraq ayrılmışdır.

Bir çox mikrokontinentlər yəqin ki, kənar dənizlərin açılması nəticəsində (spredinq) yaranmışlar. Bu, subduksiya prosesində qədim okeanın inkişafının daha gec mərhələsində okean qabığının dik bucaq altında kontinentlərin passiv və ya aktiv kənarlarının altına itələnməsi nəticəsində mümkün olmuşdur.

Qoparılma prosesində və kənar dənizin açılmasının erkən mərhələlərində qədim qabıqlı okean litosfer plitəsi mikrokontinentin altına itələnərək udulur; mikrokontinent bir qədər qalxmaya məruz qalır və kontinentdən aralanır. Bu mərhələ üçün ən başlıca geodinamik proses mikrokontinentlərin arxa hissəsində xeyli miqdar mantiya materialının qalxmasıdır. Kənar dənizin açılması ilə yanaşı gedən bu proses nəticəsində dəniz dibində yeni okean qabığı yaranır.

Sonrakı inkişaf mərhələlərində subduksiya zonası bucağının hamarlaşması nəticəsində mikrokontinentə dik bucaqlı qırılmalar boyu əhəngli – qələvi və yaxud qələvi qranitoid maqması soxulur. Yerin müasir simasında təxminən bu mərhələdə Sakit okeanın qərb hissəsində Yaponiya ada qövsü – mikrokontinenti və Yeni Zelandiya mövcud olmuşlar. Erkən paleozoyda onların qədim paleoanaloqları paleo-Asiya okeanında Muqocar və Filiz Altayı mikrokontinentləri, paleo-Tetisin şimal hissəsində Moldanub (Çex, Mərkəzi Fransa və b.) mikrokontinentləri, paleo-Sakit okeanda erkən paleozoyda Sibir plitəsindən qoparılmış Omolon, Koktuysk və digər mikrokontinentlərdir.

Aktiv subduksiya zamanı bu tip mikrokontinentlərin altında, daha doğrusu, onların aktiv kənarlarında maqmatik qövslər inkişaf edir və mikrokontinentlər *ensialik ada qövsləri* xüsusiyyətini alırlar.

İri mikrokontinentlərin üzbəüz passiv kənarlarında müvafiq çökmə lay dəstələri (mikrokontinentin yerləşdiyi iqlim zonasından asılı olaraq terrigen və yaxud terrigen-karbonat) formalaşır. Bəzən mikrokontinentin kənarı 4 km-dən artıq dərinliyə (başqa sözlə, karbonat kompensasiyasından aşağı səviyyədə) batır və onda az qalınlıqlı qara-kömürlü-silisiumlu şist lay dəstələri çökür.

1.3.4.11. *Kordilyer tipli orogen qurşaqlar.* Kordilyer tipli orogen qurşaqlara elə qurşaq sistemləri aid edilir ki, (S.Dyui və S.Berd) atlantik tipli kontinentlərin passiv kənarları aktiv kənarlara çevrilmiş olsunlar. Bu, özünün yetkin mərhələsinə çatmış okeanlarda meqapli-

tələrin hərəkət istiqamətlərinin dəyişməsi zamanı baş verir. Bu mərhələdə böyük qalınlıqlı qeyri-vulkanik (miogeosinklinal) terrigen-karbonat çöküntülü kontinentlərin passiv kənarları yaxınlığında alta itələnmə və udulma zonaları yaranır ki, onlar da müəyyən şəraitdə dərinsu novlarına çevrilirlər. Yer qabığının bu tip struktur elementləri ordovikdə Cənub-Qərbi Appalaçlar və Şimali Amerikanın qərb qurtaracağının mezozoy Kordilyerləri üçün mümkün olmuşdur.

Aşağı itələnən litosfer plitə 100 km-dən artıq dərinliyə çatdığı zaman vulkanizm prosesi yaranır. Yuxarıya qalxan əhəngli-qələvi tərkibli maqmanın artan həcmi genişlənən qübbənin yaranmasına və ilkin orogen silsiləsinə çevrilməsinə səbəb olur. Bu silsilənin qalxması kontinental şelfin batması və əyilmənin əmələ gəlməsi ilə müşayiət olunur, əyilmədə turbiditlər (fliş), gil şistləri və habelə orogen silsilədən gətirilmiş massiv qravitasion «pulcuqlar» toplana bilərlər. Sonra metamorflk örtüklər kontinent tərəfə yerlərini dəyişirlər, əyilmələrin önündə isə böyük qalınlıqlı çay çöküntüləri (molaslar) toplanır. Daha sonra, nisbətən yüksək səviyyədə atılmalarla parçalanmış bazalt və əhəngli-qələvi vulkanitlərə postkinematik qranitlər soxularaq formalaşırlar.

Kordilyer tipi üzrə formalaşmış cavan qırışıqlıq sisteminə misal olaraq Aleut ada qövsü ilə bitişmiş Alyaskanın cənub hissəsini göstərmək olar.

Barbados adası rayonunda aparılmış tədqiqatlar göstərmişdir ki, Kiçik Antil adalarının ada qövsü (Kəraib qövsü) kordilyer tipli yeni əmələgələn orogen silsilədir. Qravitasiya və seysmik profilləşmə ilə Barbados adası rayonunda deformasiyaya məruz qalmış böyük qalınlıqlı (20 km-ə qədər) çöküntülərlə basdırılmış çöküntülər altında novaoxşar struktur müəyyən edilmişdir. Bu nov Kəraib qövsündən 150 km aralı yerləşmişdir, okeanda daha uzaqda, qövsdən 350 km məsafədə (62° qərb uzunluqdan 470-480 km aralı) pelagik çöküntülərin qaşınılması (qazılıb təmizlənilməsi), intensiv dislokasiyaya məruz qalması və mavi şist metamorfizminin məntəqəsi aşkar edilmişdir; bu pelagik çöküntülər Şimali Amerika litosfer plitəsinin atlantik okean hissəsinə daşınılır və Kəraib mezoplitəsi altına itələnirlər. Bu məntəqədə itələnmə prosesi 1981-ci ildə 541 saylı dərinsu buruq qazması vasitəsilə təyin edilmişdir («Qlomar Çellencer» elmi-tədqiqat gəmisi, 78a reysi).

1.3.4.12. *And tipli kontinentlərin aktiv kənarları.* And tipli konti-

nentlərin aktiv kənarları adı altında dərinsu novu ilə təcrid olunmuş, qalın kontinent qabıqlı litosfer plitələrin kənarları başa düşülür; nov sahəsində nisbətən cavan okean qabıqlı plitə böyük sürətlə novun altına itələnir.

And tipli kontinentlərin aktiv kənarlarında yaranmış orogenlər adalar qövsü və kordilyer tip aktiv kənarların orogenlərinə oxşardırlar, çünki onların hamısı litosfer plitələrin yerdəyişməsi zamanı formalaşır; özü də udulan plitə okean qabığı daşıyır. Bu orogenlər arasındakı fərq yalnız üstəgələn plitənin xüsusiyyətindən və onun dəyişməsi zamanı yaranan strukturlardan asılıdır. Belə ki, adalar qövsündə üstəgələn plitənin kənarı ilk öncə okean və yaxud keçid qabıqlı olur; Kordilyer tipli orogenlərdə o, böyük qalınlıqlı çökmə (miogeosinklinal tip) süxur kompleksi daşıyan kontinentin passiv kənarıdır; And tipli aktiv kənarlar nisbətən qalın kontinental qabıqla səciyyələnirlər ki, onlar da Kordilyer tipli orogenlərin kənarları kimi inkişaf tapmışlar və yaxud da ada qövsünün kontinentin passiv kənarı ilə toqquşması nəticəsində formalaşmışlar.

And tipli aktiv kənarların fərqləndirici xüsusiyyəti yer qabığının nisbətən yüksək sürətə malik olmasıdır ki, bu da alta itələnmə zonasının hamar bucağa malik olması ilə əlaqədardır.

Yerin indiki səthində And tipli aktiv kənarın orogeni Cənubi Amerikanın qərb ucqarında aydın təmsil olunmuşdur. Burada o, geomorfoloji cəhətdən Peru-Çili dərinsu novundan Andın yüksəkdağ zəncirinə qədər relyef səthinin 15 km amplitudaya qədər dəyişməsinə məruz qalmışdır.

1.3.4.13. *Transform qırılma zonaları.* Transform qırılmalar litosfer plitələrin sərhədində yerləşmişlər. Bu pozulmalar boyu litosfer plitələri və yaxud onun ayrı-ayrı hissələrini təcrid edən qırılmalar müxtəlif sürətli üfüqi yerdəyişməyə malikdirlər.

Transform qırılmaların aşağıdakı xüsusiyyətləri müəyyən edilmişdir (C.Uilson):

1) yer qabığı plastinalarının yerdəyişməsi və bir yerə tığlanması ilə gedən digər əksər tektonik pozulmalarından (üstəgəlmələr, kiçik bucaq altında alta itələnmə) fərqli olaraq transform qırılmalar subşaqulidirlər. Onlar özlərinin inkişaf mərhələlərində litosfer plitənin bütün qalınlığına nüfuz etmişlər, başqa sözlə, yıxan mantiyanın – astenosferin yumşalmış təbəqəsinə qədər çatmışlar;

2) qırılmalar qurtaracaqlarının hər iki tərəfində kəskin şəkildə pazlaşırlar və litosfer plitənin, yaxud onu təşkil edən plastinanın yerdəyişməsini kompensasiya edən gərilmə, sıxılma və ya eşmə (burma) strukturları ilə tamamlanmışlar;

3) qırılmalar boyu seysmik aktivlik plitələrin sərhədi arasında qərarlaşmış sahələrlə məhdudlaşır;

4) qırılmalar boyu hərəkətin istiqaməti adi yerdəyişmələrdə baş verən hərəkətin əksinədir.

1.3.5. Plitələrin destruktiv kənarlarında qabığın akkresiyası

Akkresiyanın baş verdiyi yerlər. Qabığın fəal qitə kənarlarında yerləşən rayonların akkresiyasını (artmasını, böyüməsini) Sakit Okean kimi sıxılmış okeanlar əhatə edir. Lakin subduksiya ilə şərtlənmiş maqmatik fəaliyyət okeanın mövcud olduğu müddətə qədər davam edə bilər. Yalnız tektonik tikiş zonasının (alp-himalay tipli) yarandığı və bu zona boyu qitə plitələrinin bir-birinə söykəndiyi andan etibarən maqmatik fəaliyyət kəsilir və yenidən nisbətən cavan okean ətrafında fəaliyyətə başlayır. Məsələn, hesablanmışdır ki, 10^7-10^8 ildən sonra Avstraliyanın Asiya ilə labüd toqquşması nəticəsində İndoneziya qövsü boyu vulkan fəaliyyəti kəsiləcəkdir. Maqmatik qövslər kiçilən okeanlar ətrafında tikiş zonasının əmələ gəlməsindən əvvəl inkişaf tapdıqlarından, onlar qitələrin tikiş zonalarında formalaşan qırışıq dağ sistemlərini əhatə edirlər. Qədim tikişlərə misal olaraq, Ural dağlarını göstərmək olar. Bu nəhəng dağ silsiləsi keçmiş SSRİ ərazisini meridional istiqamətdə kəsir və yaxud Kaledon dağlarını götürək. Bu dağ sistemi Skandinaviyanı, Britaniyanı, Nyufaundlendi kəsərək Apalaç sisteminə keçir (bu dağ silsilələri müasir Atlantik okeanının əmələ gəlməsinə qədər vahid və düzxətli olmuşdur). Bu tip qitə plitələrinin tikiş zonalarının eroziyaya məruz qalmış reliktləri keçmiş qabıq hərəkətlərindən xeyli məlumat verir. Qitə qabığının ən çox qalınlaşması (artması) okean və ya okean-okean tip destruktiv kənarlarda baş verir. Nəticədə, ya ada qövslərində yeni qabığın əmələ gəlməsi, ya da mövcud olan qitə qabığının qalınlaşması baş verir. Tektonik cəhətdən belə fəal zonalarda aparılın müşahidələr qabığın baş verən akkresiyasının sürətini qiymətləndirməyə imkan verir. Hazırda yeni qitə qabığının akkresiyası adalar və qitə qövslərinin maqmatizmi hesabına baş verir. Akkresiyanın hazırkı sürəti 0,5 km^3/il-dir; bu, məlum qitə

qabığının Yerin mövcud olduğu müddət ərzində «böyüməsi» üçün tələb olunan sürətin təxminən yarıdan bir qədər azını təşkil edir.

1.3.6. Litosfer plitələr tektonikası və geosinklinal hipotez

XX əsrdə geotektonikanın inkişafı iki, bir-birinə zidd olan elmi istiqamətin – fiksizm və mobilizmin mübarizəsi ilə əlamətdar olmuşdur. Birinci istiqaməti inkişaf etdirən alimlər üfüqi tektonik hərəkətlərin kifayət dərəcədə böyük rolunu inkar edir və hesab edirlər ki, yer qabığının inkişafı və təkamülü şaquli titrəyişli hərəkətlərlə təyin olunur. İkinci istiqamətin (mobilizm) tərəfdarları isə bu fikrin əksinə çıxaraq hesab edirdilər ki, yer qabığının quruluşu və struktur inkişafı üfüqi tektonik hərəkətlərlə şərtlənmişdir, şaquli hərəkətlər isə asılı mövqe tuturlar.

XX əsrin əvvəlində F.Teylor, Q.Beyker və A.Vegener tərəfindən materiklərin dreyfinin mobilistik konsepsiyası işlənildi. Heç şübhəsiz, mobilizm konsepsiyasının əsl yaradıcısı A.Vegener (1925) hesab edilməlidir. A.Vegener ilk öncə dreyf ideyasını paleoiqlimşünaslığın inkişafı məqsədilə istifadə edir və karbon dövründə Afrika və Cənubi Amerikada buzlaqlar mövcud olan zaman indiki Böyük Britaniya, Fransa və Qrenlandiya ərazilərində qədim ayıdöşəyi (qıjı) bitkisinin yetişmə (yayılma) səbəbini izah etməyə çalışır. A.Vegener, daha sonra kontinentlərin dreyfi hipotezini inkişaf etdirərək, qondvana qrupu materiklərinin geoloji quruluşunun uyğun olmasını, onlarda gec paleozoy və erkən mezozoy fauna və florasının oxşarlığını sübut edən dəlillər gətirir. Hipotezin əsasına Afrika və Amerikanın ümumi şəklinin, həm də hipsoqrafik əyrinin formasının oxşarlığı qoyulmuşdu. Hipsoqrafik əyri forması göstərirdi ki, kontinent səthləri və okean dibləri Yerin relyefində iki mühüm pilləni təmsil edirlər. Bu isə (relyef) kontinentlərdə və okeanlarda yer qabığının müxtəlif tərkibə malik olmasını göstərirdi. Gec paleozoy buzlaşmasının Afrika, Cənubi Amerika, Avstraliya və Hindistanın geniş sahələrində böyük vüsət alması A.Vegenerə Qondvananın, daha sonra Pangeyanın yuxarı karbon (300 mln. il əvvəl), orta tabaşir (80 mln. il əvvəl) və dördüncü dövrün əvvəli üçün paleorekonstruksiyasını yaratmağa imkan verdi.

XX əsrin 50-ci illərində okeanlarda akustik zondlaşmanın aparılması okean diblərinin batimetrik xəritələrinin əsaslı şəkildə dəqiqləşdirilməsinə və sualtı orta okean silsilələrinin möhtəşəm zəncirlərinin

açılmasına gətirib çıxardı; 60-cı illərdə dib relyefinin öyrənilməsi, orta okean silsilələri sisteminin ayrılması və digər məlumatlar Q.Xessə və R.Ditsə (1961) dəniz dibinin genişlənməsi (*sea floor spreading*) hipotezini irəli sürməyə sövq etdi. Orta okean silsilələri üzərində simmetrik zolaqlanmış maqnit sahəsinin aşkar edilməsi (Yerin maqnit sahəsinin inversiyası və böyüyən litosfer plitələrin aralanması zamanı okean dibinə axan bazaltların qalıq termik maqnitləşməsinin nəticəsi kimi təhlil edilir) bir daha dəniz dibinin genişlənməsi hipotezini təsdiqlədi. «Qlomar Çellendcer» elmi-tədqiqat gəmisindən dərinsu qazmasının aparılması okean dibinin aralanmasını (açılmasını) göstərdi.

Göründüyü kimi, litosfer plitələr tektonikası modeli Yer elmləri sahəsində bu vaxta qədər məlum olmayan bir çox məsələləri aşkar edir.

Fiksizm konsepsiyasına gəldikdə bu hipotez geosinklinal sistemlərin inkişafının vahid modelinə əsasən kontinental qabığın formalaşma şəraitini, habelə okeanlarda baş verən prosesləri təhlil edir (V.V.Belousov, 1962). Qeyd etdiyimiz kimi, bu istiqamət kontinentlərin tektonik strukturlarını, eləcə də okean diblərinin quruluşu xüsusiyyətlərini kifayət dərəcədə izah edən modellə təmin edilməmişdir. Sonradan bu modelin yeni variantları işlənildi; bu istiqaməti inkişaf etdirən tədqiqatçılar (V.V.Belousov, 1978) yer qabığının müxtəlif strukturlarla təmsil olunmasını vahid geosinklinal qurşağın mərhələlərlə inkişaf etməsi modeli mövqeyindən izah etməkdən əl çəkdilər və bir neçə model (geosinklinal, platforma, rift zonası, tektono-maqmatik aktivləşmə, orogen materiklərin kənarı) təklif etdilər.

Ümumiyyətlə, geosinklinal hipotezin (fiksizm) ünvanına söylənilən tənqidi fikirlər onun aşağıdakı çatışmazlıqlara malik olmasından irəli gəlir (L.P.Zonenşayn və b., 1976; A.A.Kovalyov, 1978; C.Dyui və b., 1974; və b):

1) ilk öncə geosinklinal hipotez materiklərin geologiyasına əsaslanır, okeanların geologiyasını isə praktiki olaraq nəzərə almır;

2) yer səthinin eyni zamanda digər sahələrində əmələ gələn geoloji hadisələrdən asılı olmayaraq geosinklinalların daxili səbəblərdən törəyən inkişaf xüsusiyyəti təsəvvürü tədqiqatçının bilik dərəcəsini xeyli məhdudlaşdırır və o, məsələnin əsas məğzini yalnız qırışıqlıq vilayətinin inkişaf tarixinin öyrənilməsində görür; qırışıqlığın qonşu sahələrin geoloji inkişafı ilə əlaqəsi isə nəzərə alınmır. Nəticədə «şaquli» təfəkkür kök salmışdı ki, bu da əsas diqqəti süxur assosiasiyalarının şaqul üzrə dəyişmə ardıcıllığına və zaman müddətinə yönəltmişdi; mə-

kanda eyni zamanda baş verən hadisələrin korrelyasiyasına, müxtəlif geoloji komplekslər arasındakı lateral əlaqənin aşkar edilməsinə yönəlmiş «üfüqi» təfəkkür isə diqqət mərkəzindən kənarda qalırdı;

3) geosinklinal hipotez müşahidə edilən bir sıra geoloji hadisələrin izah edilməsi üçün yaradılmış mücərrəd fikri təmsil edir;

4) geosinklinal hipotez yer qabığının inkişaf tarixində üfüqi tektonik hərəkətlərin rolunu nəzərə almadığından, üstəgəlmə, örtük və şaryaj strukturlarının, habelə intensiv plikativ dislokasiya zonalarının formalaşma mexanizmini kifayətləndirici şəkildə izah etmir;

5) geosinklinal hipotez çərçivəsində «geosinklinal qurşaq», «geosinklinal zona» terminlərinin istifadə edilməsinə baxmayaraq, «geosinklinal» model geodinamik hadisələrin miqyasını nəzərə almır; məsələn, ayrıca götürülmüş qırışıqlıq qurşaqlarında tektonik mərhələlərin və fazaların müxtəlif tezlik və davamiyyət səbəblərini izah etmir. Belə ki, fiksizm mövqeyindən Cənubi Amerika kontinenti meqaplitəsinin kənarında orta və yuxan paleozoyda 150 mln. ildən artıq bir müddət ərzində mövcud olan orogenez (kaledon və hersin epoxaları qırışıqlığının qeyd olunması) izah edilmir. Və əksinə, nə səbəbdən Aralıq dənizinə bitişik alp qırışıqlıq sistemi rayonlarında mezozoyda və kaynozoyda (başqa sözlə, demək olar ki, elə həmin müddət ərzində) tektonik dislokasiyaların ən azı doqquz fazası ayrılır; bu məsələyə mobilizm mövqeyindən yanaşmış olsaq, birinci misalda göstərilməlidir ki, Cənubi Amerika meqaplitəsinin kənarı passiv olmuşdur və onun aktiv kənara çevrilməsinin geodinamik şəraiti yalnız mezozoyda baş vermişdir; ikinci halda, alp qırışıqlıq sistemindəki tektonik dislokasiyaların intensivliyi Afrika və Avrasiya meqaplitələri arasında yerləşən mezoplitələrin və meqaplitələrin dəfələrlə toqquşması səbəbindən baş vermişdir;

6) açıq-aydın üfüqi hərəkətlərin nəticəsində əmələ gələn üstəgəlmə, şaryaj və bu kimi tektonik strukturlardan başqa, bir sıra spesiflk geoloji formasiyalar və əmələgəlmələr (oflolit formasiyası, ofiolit melanjı, olistostromlar, «yabanı» fliş) başadüşülməz qalmışdır, baxmayaraq ki, onlar qırışıqlıq vilayətlərinin ayrı-ayrı struktur-formasion zonalarının təkamülünü və dərinlik quruluşunu aydınlaşdırmaq üçün vacib meyarlardır. Onların öyrənilməsi mobilist geodinamik modellərin müvəffəqiyyətlə tətbiq edilməsinə kömək edir;

7) hesab olunur ki, geosinklinalların inkişafının erkən mərhələsində yer qabığının üstünlük təşkil edən əyilməsi və aşağı düşməsi

Cədvəl 1

Geosinklinal və litosfer plitələr tektonikası konsepsiyaları baxımından litosferin tsikllər və mərhələlər üzrə inkişafı

Geosinklinal konsepsiya mövqeyindən			Litosfer plitələr tektonikası konsepsiyası mövqeyindən		
Geodinamik proseslər	Tektonik hadisələr	Rejim (mərhələ)	Mərhələ	Əsas tektonik hadisələr	Geodinamik proseslər
1	2	3	4	5	6
Submarin vulkanizmi və onunla bağlı olan kolçedan filizəmələgəlməsi	Astenosferin oyanması, zəif gərilmə; terrigen əyilmələrin əsasının qoyulması	Geosinklinal rejimin (geosinklinaldan əvvəlki mərhələ) yaranması	Riftdən öncə	Litosfer mcqaplitələrin mərkəzi hissələrinin parçalanması və astenosfer mantiya materialının catlarla soxulması	Qələvi qranitlərin və siyenitlərin həlqəvi intruzivlərinin, karbonatitli ultraəsasi – qələvi intruzivlərin, eksploziv kimberlit borularının soxulması
			Rift	Mcqaplitələrin parçalanması və yeni əmələ gəlmiş plitələrin aralanmağa başlanması; riftlərin inkişaf tapmamış şaxələrində avlakogenlərin yaranması	İntensiv, ilk öncə bimodal, daha sonra trap vulkanizmi, laylaşmış ultraəsasi intruzivlər
			Materiklərarası rift	Plitələrin hərəkət etməyə başlamasının erkən mərhələsi və materiklərarası rift dənizlərinin yaranması; avlakogenlərin əmələ gəlməyə başlaması	Rift zonasında okean qabığının əmələ gəlməyə başlanması; avlakogenlərdə əsasi maqmanın ekstruzivləri
Terrigen formasiyaların toplanması və əmələgəlmələrdə əsasi və ultraəsasi maqmanın, aralıq massivlərində karbonat lay dəstələrinin toplanması; plagioqranit intruzivləri	Dərinlik qırılması üzrə blokların intensiv şəkildə batması, fərdi inversiya	Geosinklinal (erkən mərhələ)	Cavan okean	Litosfer plitələrin aralanmasının davam etməsi və okeanın açılması, orta okean silsiləsinin yaranması; kənarlaşan plitələrin arxa hissələrinin əyilməsi, kontinentlərin passiv kənarlarının yaranması; avlokogenlərin formalaşması; şaquli tektonik hərəkətlərin üstünlük təşkil etməsi	Orta okean silsilələrində okean qabığının, ofiolit kompleksinin, tolcit bazaltlarının formalaşması; silsilələrin yamaclarında kolçedan kütlələrinin əmələ gəlməsi; kontinentlərin passiv kənarlarında və avlakogenlərdə terrigen-karbonat lay dəstələrinin, kömürdaşıyan və neftdaşıyan lay dəstələrinin toplanması
Fliş, əhəngli və porfir formasiyasının toplan-	Qırışıqlıq qurşağının fərdi əyilmələrə ayrıl-	Geosinklinal (yetkin	Mikrokontinentlərin	Sprcdinq kənar dənizlərin inkişafı və mikrokontinentlərin qopardılması;	Okean qabığının (ofiolit kompleksinin) sprcdinq kənar dənizlərin di-

Cədvəl 1-in ardı

1	2	3	4	5	6
ması. Qranulit və amfibolit fasiyalarının metamorfizmi və qranitoid batolit maqmatizmi, kontinental andezit vulkanizmi	ması; batmanın zəifləməsi; transqressiyanın qonşu platformalara genişlənməsi. Ümumi inversiyanın başlanması	mərhələ)	qopardılması	yeni subduksiya zonalarının təməlinin qoyulması və ensimatik ada qövslərinin və kordilyer tip kontinentlərin aktiv kənarlarının əmələ gəlməsi (dərinsu novları, akkretsion prizmalar, maqmatik qövslər, qövsarxası üstəgəlmə və maqmatik qurşaqlar)	bində formalaşması; kontinentlərin passiv kənarlarında terrigen-karbonat və terrigen lay dəstələrinin toplanmasının davam etməsi; ada qövslərində, mikrokontinentlərin yamaclarında və kordilyer tip kontinentlərin aktiv kənarlarındakı əhəngli-qələvi maqmatizm
Eklogitlərin əmələ gəlməsi, ada qövsü porfir vulkanizminin kəsilməsi; aralıq massivlərində turş vulkanizmin təzahürü	Üfüqi sıxılma, şaryajların əmələ gəlməsi; transqressiyaların platformalara genişlənməsi; inversiyaların güclənməsi	İnversiya (erkən mərhələ)	Yetkin okean	Spredinq kənar dənizlərin bağlanması və iri ofiolit plastinalarının kontinentə obduksiyası; ensimatik ada qövslərin reversiyası və ayrılmış kənar dənizlərin bağlanması; and tipli kontinentlərin aktiv kənarlarının inkişafı; tikiş zonalarındakı üstəgəlmə və örtüklər	Ofiolit komplekslərin tektonik təşəkkülü; subduksion əhəngli-qələvi maqmatizm və kontinent qabığında qranitoid batolitlərinin təşəkkülü; arxa qövs hövzələrində terrigen-karbonat lay dəstələrinin formalaşması
Aşağı molasların toplanması; eklogit qatının qalınlığının artması; yerüstü turş və qələvi vulkanizm; amfibolit fasiyasının metamorfizmi	Ümumi inversiya; qırışıqlığın formalaşması, peneplen, aşınma qabığının inkişafı	İnversiya (orta mərhələ)	Okeanın bağlanması	Mezoplitələrin və mikroplitələrin meqaplitələrlə toqquşmasının (kolliziya) davam etməsi, ada qövsü – kontinent tikiş zonalarının yaranması; kollizion üstəgəlmə və şaryajlar	Ada qövsləri və ofiolit komplekslərinin tektonik təşəkkülü; terrigen-qara şist formasiyalarının metamorfizmi; ada qövsləri altında kolliziya qranitoid batolitlərinin və and tipli kontinentlərin aktiv kənarlarında riolit-dasit vulkanitlərinin əmələ gəlməsi
Yuxarı molasların toplanması; yersəthi orta və turş vulkanizmin təzahürü; turş və qələvi tərkibli çat intruzivləri	Dağ qurğusunun yuxarı qalxması və formalaşması; qalxmaların qübbə hissələrinin parçalanması	Orogen (gec və sonuncu mərhələlər)	Kontinentlərin toqquşması	Himalay və Qafqaz ssenariləri üzrə kontinentlərin toqquşması; qırışıqlıq qurşağının başa çatmış deformasiyaları; tikiş zonalarındakı üstəgəlmə və qırışıqlar, erkən örtüklərin deformasiyası; arxa dağönü əyilmələrdəki üstəgəlmələr və asimmetrik üstə-	Qapanmış dəniz hövzələrində evaporit lay dəstələrinin formalaşması; alta itələnən passiv kənardakı kolliziya maqmatizmi, üstəgələn plitədə diferensiasiyalaşmış qranit intruzivləri və hidrotermal bulaqlar; formalaşan dağ qurğularının eroziyası və

Cədvəl 1-in ardı

1	2	3	4	5	6
				gəlməyanı qırışıqlıq; ikinci və üçüncü dərəcə transform qırılmalar boyu yerdəyişmə hərəkətləri	terrigen lay dəstələrinin (yuxarı molas) əmələ gəlməsi
Karbonat, terrigen və kömürdaşıyan formasiyaların toplanması	Geniş sineklizlərin və antekliz lərin əmələ gəlməsinə səbəb olan zəif qalxma və düşmələrin növbələşməsi	Platforma	Cavan platforma	Tektonik deformasiyaların bitməsi, qalıq əyilmələrin stabilləşməsi, intensiv eroziyası və çöküntülərlə dolması	Allüvial və göl çöküntüləri, bəzən limnik kömürdaşıyan lay dəstələri; aşınma qabıqlarının formalaşması və təkrar çökməsi
Qələvi maqmatik komplekslərin axması və soxulması	Astenosferin güclü oyanması, yer qabığı bloklarının iri şaquli yerdəyişmələri; platformalarda qübbəəmələgəlmə, böyük uzunluqlu qırılmaların (riftlərin) inkişafı	Epiplatforma orogen və rift rejimləri	Yeni tsiklin başlanması (bax: riftdən əvvəl və rift mərhələləri)		

zamanı onun ayrı-ayrı zonalarında (evgeosinklinal əyilmələrdə) əsasi effuzivlərin axması və ofiolit formasiyasının əmələ gəlməsi baş verir. Lakin okean dibi geologiyasının öyrənilməsi göstərmişdir ki, spilit-keratofir formasiyasının bazaltları və ofiolitlər əyilmələrdə deyil, qraben-horst quruluşlu orta okean silsilələrində (az miqdar kənar dənizlərdə) formalaşmışlar. Orta okean silsilələrinin və onları təşkil edən ofiolit formasiyalarının əmələgəlmə mexanizmi və onların yaratdığı geodinamik modellər paleomaqnetizm, mütləq geoxronologiya, paleontologiya, stratiqrafiya və petroloji məlumatlarla təsdiqlənmişdir;

8) yer qabığının ən mühüm struktur elementlərindən biri hesab edilən ada qövslərinə geosinklinal hipotezdə yer ayrılmamışdır, halbuki bilavasitə ada qövslərində geosinklinal hipotezdə keçid və kontinent tipli yer qabığının formalaşması baş verir; adalar qövsü geoloji formasiyaları ofiolitlərlə yanaşı orogenlərin ən mühüm tərkib hissələrindən biri hesab edilir və bir çox sənaye-genetik tip faydalı qazıntı yataqlarını yerləşdirir.

19 saylı şəkildə və 1 saylı cədvəldə orogen tsiklinin mərhələləri göstərilmiş, əsas tektonik hadisələrin və geodinamik proseslərin səciyyəsi verilmişdir, habelə orogen tsiklin ayrı-ayrı mərhələlərində əmələ gələn faydalı qazıntı yataqlarının sənaye-genetik tipləri göstərilmişdir.

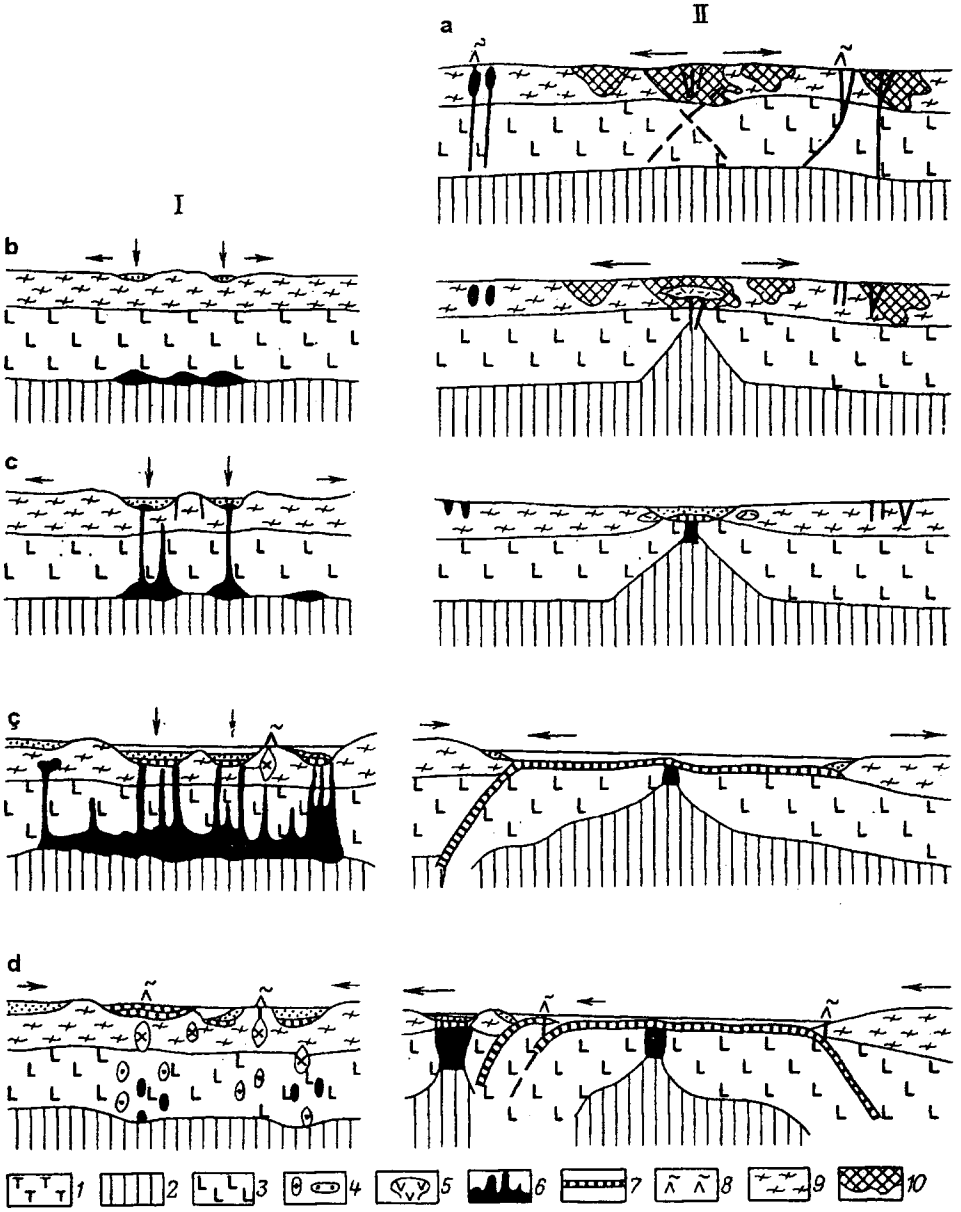
Okeanın açılması və bağlanması prosesində mantiya maddəsi kontinent qabığına çevrilir. Bu böyük tsikldə aşağıdakı mərhələləri ayırmaq olar: riftdən əvvəl, kontinentdəki riftogenez (aktualistik misal Afrika-Ərəbistan sistemi), materikarası rift (Qırmızı dəniz), cavan okean (Atlantik okean), mikrokontinentlərin və yetkin okeanın qoparılması (Sakit okean); sonuncu mərhələlər – okeanın bağlanması (Tetis, Aralıq dənizi şəraiti) və kontinentlərin toqquşması (Himalay və Qafqaz nümunəli).

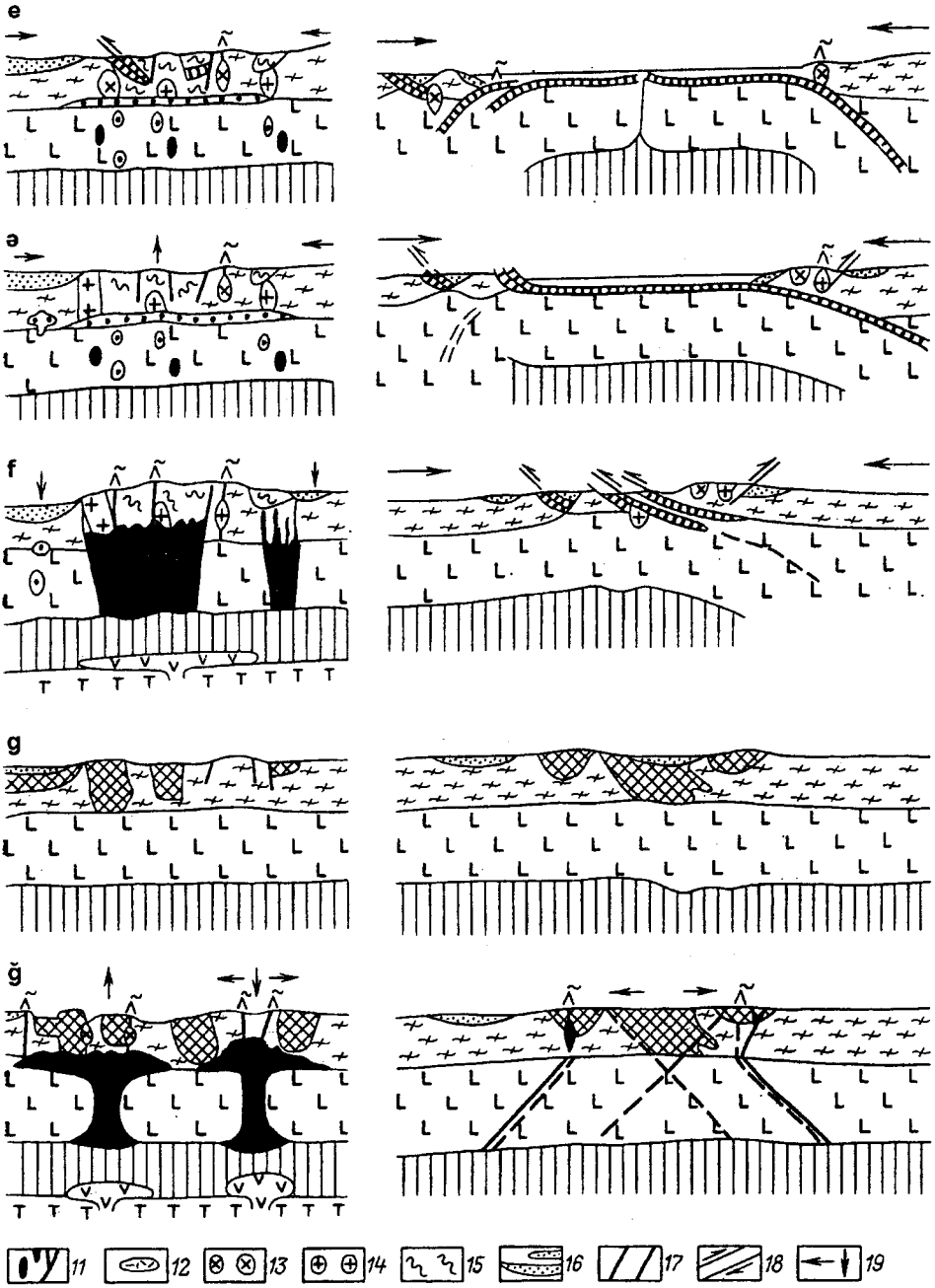
1.3.7. Qitə qabığının təkamül yolları

Biz yuxarıda yer qabığının iki mərhələ keçərək (ilk öncə aralanan dağ silsilələrində, daha sonra subduksiya zonalarında) nə şəkildə təkamül etməsini göstərdik. Əgər uniformizm prinsipi doğrudursa, başqa çözlə, bu gün müşahidə etdiymiz proseslər keçmişdə inkişaf edən proseslərə uyğun gəlirsə, bu mövzuya yenidən qayıtmaq nə dərəcədə məqsədəuyğundur. Məsələ ondan ibarətdir ki, müasir geoloji proses-

növbədə ona görə ki, qədim keçmişdə xeyli çox radiogen isti ayrılırdı. Yerin daxilindəki istiliyin ayrılması dörd uzunömürlü izotoplarla saxlanılır (şəkil 20).

Dərinlikdə və səth yaxınlığındakı tektonik proseslərin intensivliyi yəqin ki, istilik ayrılmasına proporsional olaraq azalırdı. Buradan aydın olur ki, qitə qabığının mühakimə yürütmək üçün əsas götürülən akkresiya sürətinin hazırkı qiyməti (0,5 km^3/il) 4,6 mlrd. il ərzində qitə qabığının ümumi kütləsinin əmələ gəlməsi üçün azdır.

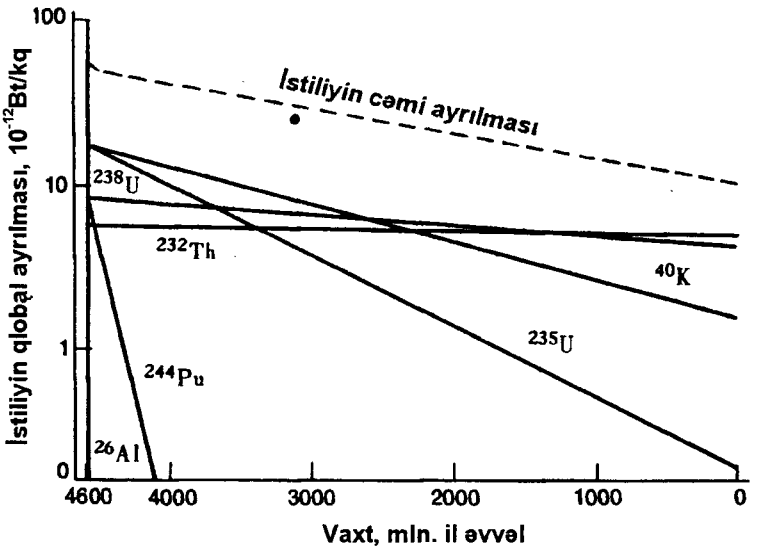




Şəkil 19. Fiksizm və mobilizm mövqelərindən litosferin təkamülünün tsiklləri və mərhələləri (A.A.Kovalyov, Q.A.Pelimski və S.A.Uşakova görə). Mərhələlər: I – fiksizm mövqeyindən, II – mobilizm mövqeyindən; a-riftdən öncə, b-rift, c-materikarası rift, ç-geosinklinal rejim – cavan okean mərhələsi, d-yetkin geosinklinal rejim – mikrokontinentlərin qoparılması mərhələsi, e-erkən inversiya rejimi – yetkin okean mərhələsi, ə-orta inversiya rejimi – okeanın bağlan-

ma mərhələsi, f-gec və sonuncu orogen rejim – kontinentlərin toqquşması, g-platforma rejimi – cavan platforma, ğ-epiplatforma və orogen rift rejimi – yeni tsiklin riftdən qabaqkı mərhələsi. 1-Qolisin qatı; 2-astenosfera; 3-substrat (mantiyanın yuxarı bərk qatı); 4-eklogitlər, 5-böyük dərinlikli mantiya astenoliti; bazaltoidlər (ərinti); 7-okean qabığı və ofiolit assosiasiyası; 8-fəaliyyətdə olan vulkanlar; 9-qədim kontinent qabığı; 10-cavan kontinent qabığı (əvvəlki tektonik tsiklin məhsulu); 11-kimberlit boruları, karbonatitli ultraəsasi – qələvi intruzivlər, qələvi siyenitlər və qranitlər; 12-bazalt-dolerit trapları, laylaşmış ultraəsasi – əsasi intruzivlər; 13-əhəngli-qələvi maqma; 14-qranit maqması (batolitlər); 15-metamorfik süxurlar; 16-çökmə hövzələri, kontinent və mikrokontinent kənarlarındakı çökmə lay dəstələri; 17-qırılmalar; 18-üstəgəlmələr; 19-tektonik hərəkətlərin başlıca istiqamətləri.

Belə çıxır ki, bu vaxta qədər qitələrin kənarlarına qövs tipli yeni materialın artırılması üçün istifadə edilən «qabığın akkresiyası» termini materiklərin materialı hesabına böyüməsinin sonuncu qiymətilə, yəni «qabığın böyüməsi» ilə eyni qiymətli deyil.



Şəkil 20. Yerin əmələ gəlməsi zamanı onun tərkibinə daxil olan mühüm radioaktiv izotopların parçalanması zamanı yaranan istilik. K, U və Th-un qiymətləri və elementlərin qabıqda və mantiyada hazırkı orta səviyyələrinə uyğun olaraq ekstrapolyasiya edilmişdir; Al və Pu-nun qiymətləri nukleosintez nəzəriyyəsinə uyğun olaraq Allend meteoritindəki sabit izotoplar haqda məlumata əsasən qiymətləndirilmişdir (O'Nions və b. görə).

Bu məsələnin həllini tapmaq məqsədilə keçən əsrin 70-ci illərinin sonlarında qitə qabığının böyüməsi məsələsinə həsr edilmiş iki konsepsiya təklif edildi:

1. Bəzi tədqiqatçılar sübut etməyə çalışdılar ki, Yerin ilkin isinməsi zamanı qitə qabığının yalnız kiçik həcmi yaranmışdır. Qitələrin sonrakı böyüməsi fasiləsiz olmuş və uzunömürlü radioaktiv elementlərin parçalanması zamanı ayrılan istiliyə proporsional baş vermişdir. Model müəlliflərinin fikrincə, qitələrin yuyulmuş materialı yenidən materiklərə qayıdaraq qitələrin fəal kənarları və qitələrin toqquşma zonaları boyu toplanırlar. Beləliklə, qitə qabığının əvvəl hesablanmış akkresiya sürəti materiklərin böyümə sürətinə bərabər olur.

2. Digər hipotezə görə, qitə massivləri Yer tarixinin birinci 2 mlrd. ilində əmələ gəlmiş və geoloji vaxtın böyük hissəsi ərzində öz həcmlərində kiçik dəyişikliyə məruz qalmışlar. Bu halda, materiklərə artan material mantiya tərəfdən qitənin eroziya məhsullarının udulması (subduksiya zonalarında) hesabına tarazlaşır. Beləliklə, akkresiyanın baş verməsinə baxmayaraq, nəticə etibarı ilə qitələr böyüməyir. Bu təsəvvürlə birinci model arasında fərq ondan ibarətdir ki, birinci modelə görə, qitə qabığı böyüməkdə davam edir.

Bu modellər arasında seçim etmək çətindir. Qədim keçmişdə qabığın və materiklərin böyüməsinin akkresiya sürətinə aid müxtəlif məlumatlar vardır. Keçmişdə baş verən proseslərin izahını yalnız qitə qabığında tapmaq olar, çünki kembriyəqədər yaşlı üzə çıxan (açılan) bütün süxurlar (570 mln. ildən artıq yaş) qitədəki süxurlardır və əsas etibarı ilə materiklərin nüvələrində, başqa sözlə, yer səthinin təxminən 15%-ni əhatə edən qədim platformalarda (kratonlarda) yatırlar.

Arxeozoy qabığı uzun müddət inkişaf edən geoloji proseslər nəticəsində işlənildiyindən bu yaşlı süxurlar (2,5 mlrd. il) daha kiçik sahələrdə qeyd olunurlar. Lakin bu kiçik, bir-birindən çox uzaq yerləşən arxeozoy vilayətləri bir çox ümumi xüsusiyyətlərə malikdirlər. Onlar yüksək metamorfizləşmiş qneyslərdən təşkil olunmuşlar və *yaşıldaş qurşaqlarını* əmələ gətirirlər. Məlum, çox qədim arxeozoy süxurları Qrenlandiyada, Zimbabvedə və Şimali Amerikada aşkar edilmişdir. Onların yaşı 3,5-3,8 mlrd. ildir.

Bu, çox vacib bir sualın ortaya çıxmasına səbəb olur: bəs Yerin 4,6 mlrd. il bundan əvvəl əmələ gəlməsi ilə qabığın ən qədim 3,8 mlrd. il əvvəl formalaşmış süxurları arasındakı intervalda nə baş vermişdir?

Gec kembriyəqədər və yaxud proterozoy erası (2500-570 mln. il əvvəl) geoloji və tektonik şəraitinə görə arxeozoydan xeyli fərqlənir. Kiçikölçülü (en kəsikdə 10-100 km) qneys-yaşıldaş strukturları iri

(bir neçə min kilometr), stabil qitə platformalarında yerləşir. Çökmə süxur çexolu özülün daha qədim kristallik süxurlarını örtmüşdür. Stabil blokların kənarlarında və daxilində mütəhərrik (mobil) xətti qurşaqlar əmələ gəlmiş, burada intensiv deformasiya və maqmatik fəaliyyət baş vermişdir. Müasir plitələr tektonikasına uyğun prosesləri proterozoyda da müşahidə etmək olar. Arxeozoy üçün çox zaman *permobil* rejim (permobil – permanent mütəhərrik, tez-tez dəyişən) termini istifadə edilir. Sonuncu, davranışına görə, plitələrin hərəkətinə yaxın olan hərəkətlərin intensivliyini və dinamizmini səciyyələndirir. Heç şübhəsiz, tektonik proseslərin istər sürəti və istərsə də intensivliyi o zamandan dəyişmişdir və əvvəlki geoloji dövrə şamil oluna bilməz. Yer qabığının tarixinin və yer səthi şəraitinin dəyişməsini dərk etmək məqsədilə bütün geoloji dövr üç intervala bölünmüşdür:

Arxeozoy – 2500 mln. ildən çox əvvəl (arxios-yunanca qədim deməkdir),

Proterozoy – 2500-570 mln. il əvvəl (proteros-yunanca daha əvvəl, zoye-həyat),

Fanerozoy – 570 mln. ildən az (faneros-yunanca açıqdan-açığa, zoye-həyat).

Arxeozoy. *Geologiyası və tektonikası.* Əksər yaxşı qorunmuş arxeozoy massivləri qədim qalxanların nüvə hissəsində yerləşərək, məxsusi yüksək metamorfizləşmiş vulkanogen – çökmə yaşıldaş süxurları ilə xarakterizə olunurlar. Yaxşı öyrənilmiş Zimbabve kratonunda yarıgirdə qranit plutonları deformasiyalaşmış şistli yaşıldaş süxurları ilə təcrid olunmuşlar. İstər qranitlər, istərsə də yaşıldaş süxurları təxminən 3,5-dən 2,6 mlrd. ilə qədər çərçivəsində əmələ gəlmişlər. Yüksək metamorfizm pilləsinə məruz qalmış bu yönümlü süxurların digər kratonlardan götürülmüş nümunələrinin mütləq yaşının təyin edilməsi göstərir ki, onların yaşı gec proterozoydan (təxminən 2,3 mlrd. il) ən qədim yaşlıya qədərdir (Qrenlandiyada Amitsok qneyslərinin yaşı 3,8 mlrd. ildir).

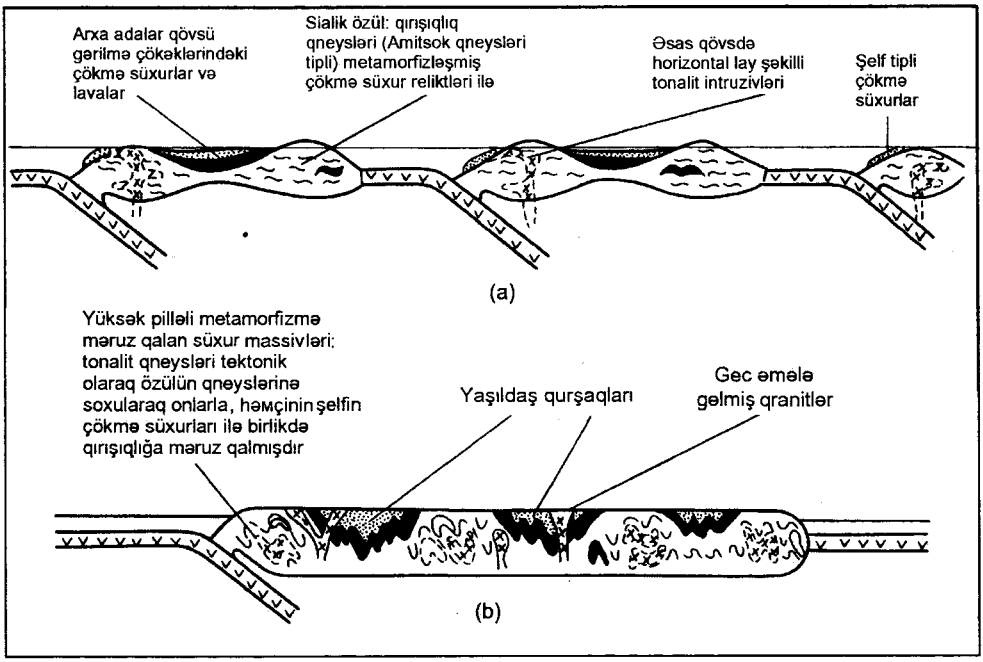
Zəif metamorfizləşmiş yaşıldaş süxur kompleksləri qalınlığı, tərkibi və metamorfizm dərəcəsinə görə xeyli fərqlidirlər. Süxurların əksər hissəsi vulkan mənşəlidir, lakin onlar çökmə mənşəli qırıntı materialı (yetkin olmayan molas və qrauvaklar) da saxlayırlar. Əsasi və hətta ultraəsasi lavaları səciyyələndirən, bir qayda olaraq, maqneziumla zəngin olan *komatiitlər* də tapılmışdır. Bu gün müşahidə et-

diyimiz xətti uzanmış yaşıldaş süxur qurşaqları eni on kilometrlərlə olmaqla, yüz kilometrlərlə məsafəyə uzanırlar. Onlar sonradan deformasiyaya və metamorfizmə məruz qalmış ensiz və uzun çökmə hövzələrinə çevrilmişlər. Yaşıldaş süxurları ilə yanaşı, tsiklik növbələşən (dərinsu gil şistləri, dayazsu qum daşları və zolaqlı incədənəvər silisium materialı – dəmirdən ibarət) çökmə süxurlara da tez-tez rast gəlinir. Arxeozoy kratonları hüdudunda müəyyən edilən yüksək- və aşağıpilləli metamorfizləşmiş süxurların miqdarı payı müxtəlif olsa da, tədqiqatçılar bir-birindən çox uzaqda yerləşmiş rayonlarda, məsələn, Cənubi Afrikada, Zimbabvedə, Kanadada, Qərbi Avstraliyada, Qrenlandiyada və Hindistanda bu komplekslərin kimyəvi petroqrafik tərkiblərinin son dərəcə eyni olmasını qeyd edirlər.

Güman edilir ki, 3,8 mlrd. il əvvəl arxeozoy qabığı artıq formalaşmışdır, lakin bu zamana qədər qabığın hansı inkişaf yolu keçməsi haqda məlumat yoxdur. Yalnız Amitsok qneyslərində yaşıldaş süxurlarına oxşar, relikt pozulmuş material haqda məlumat vardır. Yerdə ilkin anortozit qabığının (Ayda əmələ gələn kimi) mövcud olması haqda da məlumat yoxdur, lakin arxeozoy süxurlarının analizi nəticəsində məlum olmuşdur ki, temperatur o zaman indikinə nisbətən daha çox olmuşdur. Belə ki, maqneziumla zənginləşmiş komatiitlərin əmələ gəlməsi üçün 1700°C temperatur tələb olunur, çünki onlar mantiya peridotitlərin, demək olar ki, tam ərimə məhsullarıdırlar. Bundan başqa, komatiitlərin əksəriyyəti normal bazaltlarla (1100-1200°C temperaturda əmələ gəlir) eyni yaşlıdırlar, bu isə ərintilərin formalaşma sahələrində temperaturun mürəkkəb şəkildə paylanmasına dəlalət edir. Çox güman ki, bu, ilkin əmələ gəlmiş Yerin daha yüksək istilik verməsini göstərir ki, bu da mantiyada daha yüksək temperatur qradientlərinin yaranmasına gətirib çıxara bilərdi.

Qitə litosferi qatında temperatur qradienti orta hesabla 10° C/km-dir, arxeozoy dövründə isə güman edilir (Fyfe W.) ki, bu rəqəm 100°C/km-ə qədər olmuşdur. Əgər litosferin aşağı, özül hissəsində temperatur o zaman indiki kimi 1200°C təşkil etmişdirsə, onda litosfer qabığı 10-15 km qalınlığında olmalı idi. Bu, belə deməyə imkan verir ki, ilkin (yəni 3,8 mlrd. il əvvəl) litosfer qabığı möhkəm olmamışdır, o, qırılmalarla pozulmuş və yenidən mantiya tərəfdən udulmuşdur (Hargraves R.). Bu, 3,8 mlrd. ildən qədim yaşa malik olan qabığın qalıqlarının olmamasını az-çox da olsa izah edir. Nazik litosfer arxeozoy

qitələri modelindən, həmçinin belə bir nəticə də çıxarmaq olar ki, arxeozoy qitələri aşağı relyefə malik idilər və Yer kürəsi su ilə örtülmüş idi.



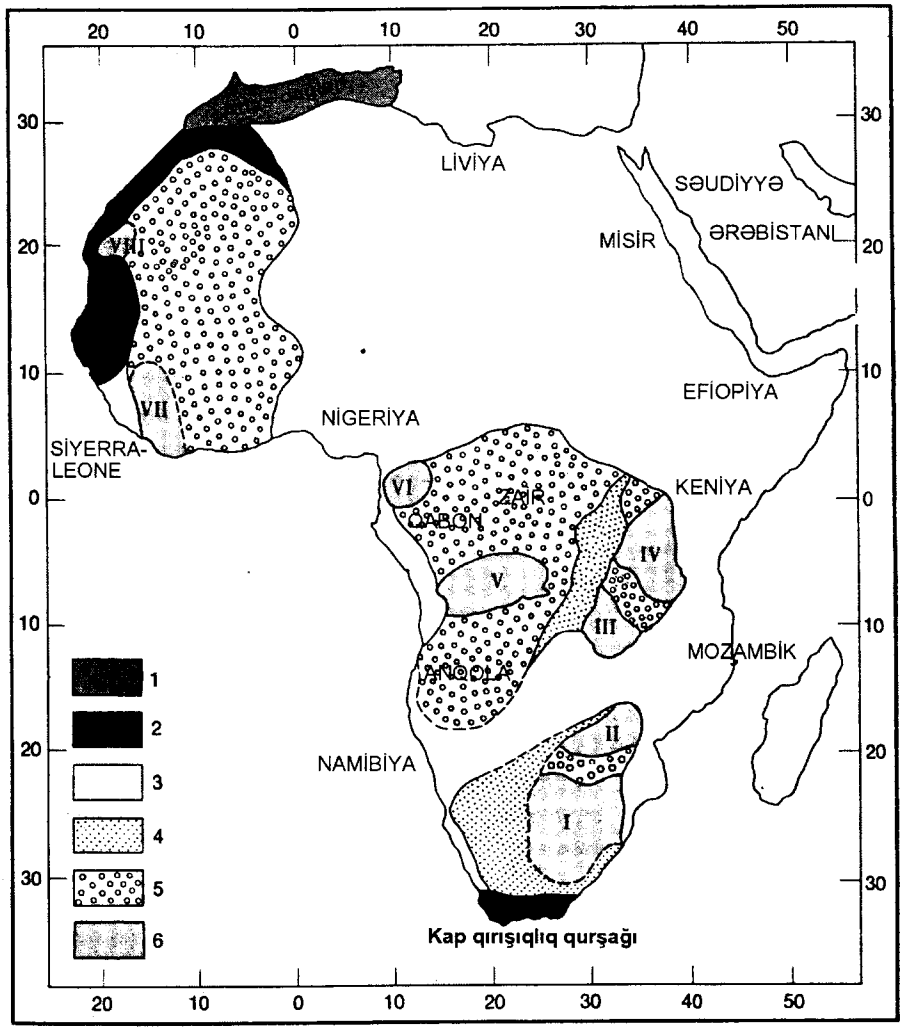
Şəkil 21. Mütəhərrik mikroqitələrin təkamül modeli üzrə arxeozoy qranitləri və yaşıldaş süxurlarının yaranması; (a) sxemi yüksək mütəhərriklik mərhələsinə uyğun gəlir, bu zaman qırışıqlıq qneysləri və adalar qövsü maqmaları günbəzlər əmələ gətirir. Vulkan və çökmə protoyaşıldaş materialı arxa adalar qövsü çökəkliklərində toplanır. (b) sxemində mikroqitələrin birləşərək hazırda müşahidə edilən strukturlar əmələ gətirməsi göstərilmişdir (B.Uindliyə görə).

Bununla belə, nazik arxeozoy litosferi modeli ilə uyğunlaşmayan bir məqam vardır. Yuyulmuş arxeozoy qabığında yüksək təzyiqli (7-10 kbar) metamorfik minerallar və qranulit fasiyası süxurları aşkar edilmişdir. Buna görə, belə bir ehtimal irəli sürülmüşdür ki, qitə qabığının qalınlığı müəyyən yerlərdə hazırkı ölçülərə qədər olmuşdur. Bu isə yalnız o zaman mümkün ola bilərdi ki, temperatur qradientləri nəzərəçarpacaq dərəcədə lateral təfavütlü olsun. Seysmik məlumatlar göstərir ki, metamorfizmin yüksək pilləli arxeozoy süxurlarının açıldığı rayonlar altındakı hazırkı qabığın qalınlığı 35-40 km-dir. Müvafiq olaraq, arxeozoy qitələrinin müəyyən hissələri okean səviyyə-

sindən yuxarıya çıxmalı idi. 17 saylı şəkildə arxeozoy qabığındakı proseslər haqqında təsəvvürlər yüksək dərəcədə metamorfizləşmiş qneyslərdən təşkil olunmuş qalxmış günbəzlər və ya qövslərdən ibarət mütəhərrik mikrokontinentlər modeli ilə yaxşı uyğunlaşır. Qabıq, mantiyadakı çoxsaylı konveksiyon axınlar vasitəsilə dartılaraq, mikrokontinent altında subduksiya zonalarını formalaşdırmışdır. Bəzi yerlərdə qabığın qalınlığı azalmış və arxa ada qövslü gərilmə çökəkləri əmələ gəlmişdir. Bu çökəklərdə yüksək temperaturlu axmış bazalt-komatiit, sonra isə müasir qövslərin lavalarına bənzər andezit-dasit lavaları toplanmışdır. Sonradan, lavalar okean səviyyəsindən yuxarıya qalxan günbəzlərin yuyulması nəticəsində əmələ gələn qırıntı materialı ilə örtülmüşdür. Təkamülün son mərhələsi mikrokontinentlərin birləşməsi ilə nəticələnmişdir. Bunun nəticəsində arxa adalar qövsü çökəkliyi bağlanmış və səciyyəvi yaşıldaş süxurları qurşağı yaranmışdır. Yaşıldaş qurşaqlarının formalaşmasının göstərilən modeli digər modellərlə (yaşıldaş süxurlarına günbəzlərin ön kənarlarından ələ alınmış okean litosferinin qalıqları kimi baxılır) müqayisədə daha çox tərəfdar tapmışdır. Təqdim olunan «permobil» modelinin ən məziyyətli cəhətlərindən biri odur ki, mikrokontinentlər haqda təsəvvürlər (onların eni təxminən 100 km, qalınlığı 30 km-dir, hər birinin məxsusi subduksiya zonası vardır) intensiv mantiya konveksiyası və temperaturun lateral dəyişkənliyi məlumatları ilə yaxşı uyğunlaşır.

Beləliklə, arxeozoyun tektonik səciyyəsini izah etmək üçün iki model təklif edilir: 1. Permobil model. Modelə görə, litosfer bəzi yerlərdə böyük qalınlığa çatır, yuyulmanın baş verməsi və çöküntü materialının əmələ gəlməsi üçün quru sahələr olmuşdur, mikrokontinentlər toqquşaraq birləşiblər, yaşıldaş süxurları isə gərilmə nəticəsində yaranan arxa (adalar qövsünün arxa tərəfində) çökəklərdə əmələ gəliblər; 2. Nazik arxeozoy litosferi modeli (isti nöqtələr modeli də adlanır). Modelə görə, litosfer nazikdir, okean səviyyəsindən yuxarıya qalxan massivlər azdır və yaxud da heç yoxdur, plitələrin lateral hərəkəti baş vermir, yaşıldaş süxurları mantiya konveksiyasının getgedə azalan axını üzərində əmələ gəlir.

Proterozoy. *Geologiyası və tektonikası.* Qitə qabığının böyük bir hissəsi arxeozoyun sonuna yaxın artıq formalaşmışdır. Lakin səthdə proterozoy süxurları xeyli geniş yayılmışdır. Onlar bilavasitə qədim arxeozoy kratonlarının nüvələrini əhatə edir və örtürlər (şəkil 22).



Şəkil 22. Cənubi və Qərbi Afrikanın geoloji materiallarında istifadə edilən iri struktur və yaş bölgüləri. Arxeozoy kratonlarının nüvələri roma hərfləri ilə, qabığın digər sahələrinin yaşı isə müxtəlif şərti işarələrlə göstərilmişdir. I-Kapvaal kratonu; II-Zimbabve kratonu; III-Zambiya kratonu; IV-Dodoma-Nyanza kratonu; V-Kasai kratonu; VI-Qabon-Kamerun kratonu; VII-Syerra-Leone-Fil Dişi Sahili kratonu; VIII-Mavritaniya kratonu. Orogen tsiklləri (1-6): 1-alp; 2-orta paleozoy-aşağı mezozoy; 3-550±100 mln. il; 4-1100±200 mln. il; 5-1850±250 mln. il; 6-təxminən 2,5 mlrd. il və qədim (T.Klifforda görə).

Arxeozoy və proterozoyun hüdudunda geoloji və tektonik sərhədlərin xüsusiyyətinin dəyişməsi şübhəsizdir: 2,5 mlrd. ildən cavan yaşıldaş qurşaqları nadir hallarda rast gəlinir, onların yerinə aşağı proterozoyda iri stabil qalxanlar inkişaf tapmışdır. Əhəngdaşları və qum-

daşlarının şelf tipli böyük qalınlıqlı layları geniş çexol şəklində batmış arxeozoy özülünü örtmüşdür, bu, dayaz sulu proterozoy okeanlarının ölçüləri tədricən böyümüşdür. Aşağı proterozoy qabığının digər mühüm xüsusiyyəti (o cümlədən, Kanadada və Avstraliyada) təknəyəoxşar dərələrdə xətti çöküntütoplanma qurşaqlarının yaranmasıdır. Bu əyilmələrdə böyük qalınlıqlı qırıntı süxurları – kvarsit və gil şistləri layları toplanmışdır. Bunlardan ən yaxşı öyrənilmişi Kanadadakı Koroneyşn geonsinklinalıdır. Bu əyilmədə yaşı təxminən 2 mlrd. il olan 11 km-lik çökmə süxur layı toplanmışdır, baxmayaraq ki, qonşu kratonda eyni yaşlı çöküntülərin qalınlığı 2 km-dir. Bu cür xətti, böyük qalınlıqlı çöküntü toplanma zonaları Afrika və Baltik qalxanlarında da müəyyən edilmişdir. Afrikanın mütəhərrik qurşaqları (məsələn, Limpopo qurşağı və ya Ubendida; şəkil 22-ə bax) çox güman ki, okeanların bağlanma zonalarını təmsil etmişlər. Bu haqda digər fikir də vardır: onlar «ensialik» əmələgəlmələrdir (başqa sözlə, onların özülü qranit qabığı üzərində qoyulmuşdur) və üfüqi hərəkətetmələri xeyli məhduddur.

Çox maraqlı məsələlərdən biri gec proterozoy Mozambik qurşağına aiddir (şəkil 22-ə bax). Qurşağın cənub, dərindən eroziyalaşmış hissəsini ensialik hesab edirlər, ancaq şimalda o, Şimal-Şərqi Afrika və Ərəbistanın kristallik özülünə keçir; qurşaqda andezit lavaları, ofiolitlər və i.a. vardır ki, onlar da subduksiya prosesləri və tikiş zonalarının əmələ gəlməsi üçün xasdır.

Proterozoy qitələri hüdudunda çox iri struktur bölmələrdən (platformalar, geosinklinallar və mütəhərrik qurşaqlar) başqa, transkontinental bazalt daykaları dəstəsi, anortozitlər, qələvi intruziv kompleksləri və kimberlitlər də vardır. Onların hamısı mantiya dərinliyindəki maqmaəmələgəlmə prosesi ilə bağlı olub, qabığın stabilliyini göstərir, çünki maqma yer səthinə o halda qalxa bilir ki, qabıq gərilmiş vəziyyətdə olsun. Məsələn, əsasi daykalar dəstəsi iki əsas vaxt intervalı ərzində əmələ gəlmişlər: 2,5-2 və 1,3-0,6 mlrd. il. Bu yaş intervalları mütəhərrik qurşaqların aktivliyi ən aşağı olan inkişaf mərhələləri ilə uyğun gəlir. Əksər anortozit massivləri 2,0-1,0 mlrd. il yaşı olan və yüksək metamorfizləşmiş süxurların qranulit fasiyası içərisində rast gələn qələvi qranitlərlə (adamellitlərlə) assosiasiya əmələ gətirir. Buradan belə nəticəyə gəlmək olar ki, anortozitlər metamorfizləşmiş və stabilləşmiş qabığa soxulmuşlar. Hesab edilir ki, dayka qurşaqları qitələrin yenicə yaranmış parçalanma sahələrini (riftəmələgəlmə) gös-

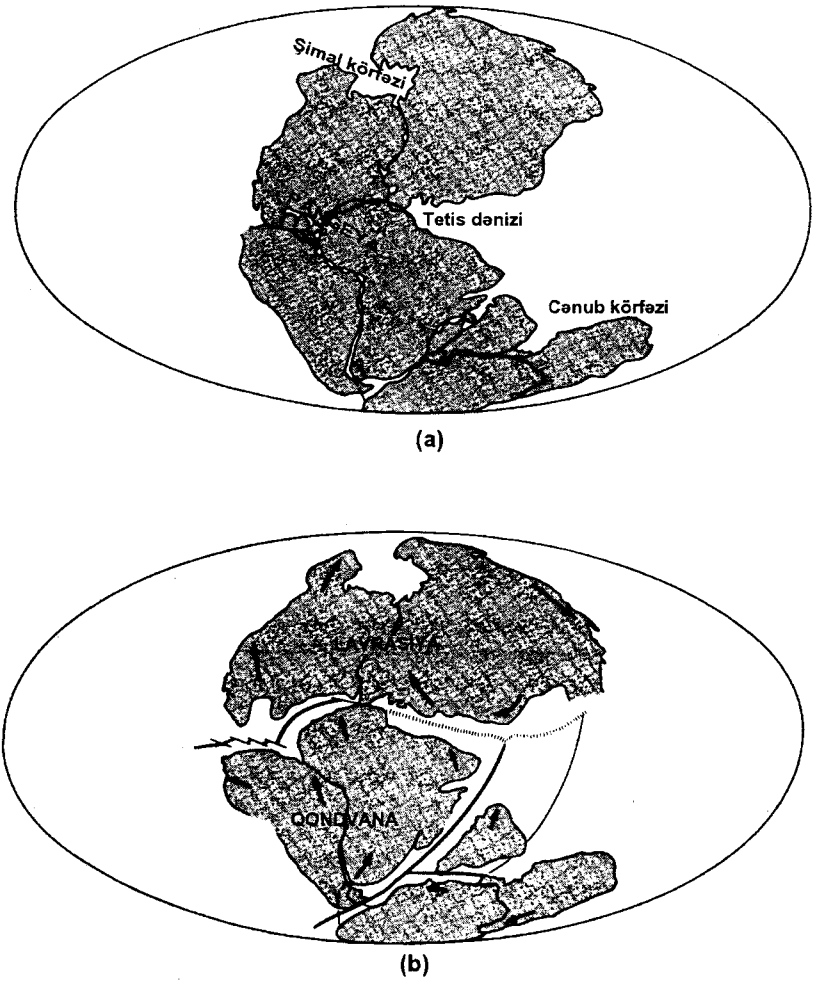
tərir: burada toleit maqması kratonların qabığına qalxıb soxulmuşdur, bu da anortozit massivlərinin yaranmasına səbəb olmuşdur. Əsasi maqmanın kristallaşmasının gizli istiliyi kifayət etmişdir ki, qabığın süxurlarında nisbətən aşağı temperaturlarda qismən ərimə əmələ gətirə bilsin. Bu yeni yaranmış ərintilər qalıq toleit maqması ilə qarışaraq qələvi dioritlərin və adamellitlərin paragenetik intruziv kompleksini formalaşdırmışdır. Bu cür qələvi kompleksləri riftəmələgəlmənin daha cavan qitədaxili sahələrində də məlumdur. Məsələn, Nigeriyanın qranitləri (yaşı 150 mln. il), şimal-qərbi Şotlandiyanın qranitləri (yaşı 50 mln. il) və s. Lakin Yerin inkişaf tarixində qələvi qranitlərin, xüsusən çox əmələgəlmə dövrü orta proterozoyda baş vermişdir.

Plitələrin kənarlarındakı proseslərə oxşar proseslər kratonların nüvələri ətrafında gec proterozoy süxurlarının yerləşdiyi rayonlarda daha aydın nəzərə çarpır. Misal olaraq, Şərqi Kanadadakı Qrenvil qurşağını, habelə Ərəbistan, Afrika, Cənubi Amerika, Avstraliya və Antraktidanın panafrika qurşaqlarını göstərmək olar. İlk öncə radioloji məlumatlar əsasında ayrılan panafrika «vəqəsi» (epizodu), hazırda daha geniş tektonik təyinat almışdır. Məlum olmuşdur ki, 1000-550 mln. il yaşı olan qədim afrika kratonlarının hüdudunda yerləşən proterozoy süxurları tektonik proseslər nəticəsində əmələ gəlmişdir. Qərbi-Afrika kratonunun (Malidə yerləşir) şərq kənarı boyu 800-600 mln. il əvvəl rift və tikiş zonalarının əmələ gəlməsi haqda da struktur məlumatlar alınmışdır. Bu rayon əvvəllər ensialik mütəhərrik qurşaq kimi qəbul edildiyindən, bu məlumatlar hazırkı plitələr tektonikasına oxşar proseslərin gec proterozoyda inkişaf tapması haqda təsəvvürü möhkəmləndirir; Liviyada, Misirdə və Səudiyyə Ərəbistanında aparılan tədqiqatlar nəticəsində əhəngli-qələvi intruziv və effuziv süxurları yerləşdirən lineamentlər müəyyən edilmişdir; süxur kompleksinin ofiolit zonaları ilə ayrılması yenə də qitə qabığı bloklarının üfüqi birləşməsinə işarə edir. Ərəbistan qalxanının intruziv süxurlarının geokimyəvi və izotop xüsusiyyətlərinin öyrənilməsi güman etməyə imkan vierir ki, bu qalxan qonşuluqda yerləşmiş adalar qövsü rayonundakı maqmatizm nəticəsində əmələ gəlmişdir. Adalar qövsü bir çox cəhətdən Sakit okeanın cənub-qərbində yerləşən müasir qövslərə çox oxşayır. Rayonda 1 mlrd. ildən çox yaşı olan hər-hansı bir qitə qabığının mövcud olması haqda məlumat yoxdur; başqa sözlə, Ərəbistan qalxanı Panafrika tektono-maqmatik aktivləşməsi dövründə əmələ gəlmişdir. Bu proses – *kratonlaşmadır.*

Fanerozoy. *Geologiyası və tektonikası.* Yer qabığında son 570 mln. ildə baş vermiş proseslər plitələr tektonikası ilə bağlıdır. Bu haqda fikir yekdildir. Biz yuxarıda müxtəlif tip cavan adalar qövslərindən danışmışdıq. İndi isə daha ilkin mənşəli fanerozoy qövsləri və tikiş zonalarından, o cümlədən Ural dağları, Cənubi Avropanın hersin yaşlı dağ silsilələri üzərində dayanacağıq. Onların hər ikisi 250-300 mln. il əvvəl formalaşmışdır. Fanerozoyun daha yaxşı öyrənilən Kaledon-Appalaç qırışıqlıq qurşağı isə 450-500 mln. il yaşa malikdir; bu qırışıqlıq tsiklinin təzahürləri Atlantik okeanının şimal hissəsini əhatə edən əksər ölkələrdə aşkar edilmişdir. Müasir Atlantik okeanı cəmi 100 mln. ildir ki, mövcuddur, onun açılmasına qədər isə Avropa və Amerika kaledon dövründən başlayaraq vahid qitə olmuşdur. Bununla yanaşı, aşağı paleozoy yaşlı qədim Atlantik okeanı haqda da məlumat vardır. «Yapetus okeanı» adlanan bu okeanın mövcud olmasını şimal-qərb və cənub-şərq forlandlar arasındakı stratiqrafik, geofiziki və geokimyəvi fərqlər də sübut edir. «Yapetus okeanı»nın bağlanan çökəklərində aşağı paleozoyun qrauvak qum daşlarının və gil şistlərinin bağlanması zamanı deformasiyaya, devrilməyə və üstəgəlməyə məruz qalaraq qitənin hər iki forlandında akkretsion çökmə prizmaları əmələ gətirmişdir. Nyufaundlend və Yeni Şotlandiyadan keçən tikiş zonası və Yapetus okeanının kənar hissələrinin keçmiş adalar qövslərinin qədim qitə forlandlarına birləşmə (kənar çökəklərin bağlanması səbəbindən) zolağı boyu ofiolit seriyası süxurları formalaşmışdır (məsələn, Uels).

Plitələrin toqquşma gücünə səbəb olan iki vacib əlamət mövcuddur: 1) *mavi şistlərin* (qlaukofan şistləri) həddən artıq çox olması. Onlar qitə kənarlarının ön məntəqələrində yüksək təzyiq və aşağı temperatur şəraitində əmələ gəlirlər və 2) yüksək möhkəmlikli ofiolit linzalarının varlığı. Bu linzalar arxa adalar qövsü çökəklərinin bağlanması zamanı və habelə tikiş zonalarından «tutulub gətirilmişlər». Bu məlumatlar və həmçinin zaman keçdikcə deformasiyanın güclənməsi güman etməyə imkan verir ki, qitə plitələrinin hərəkəti təxminən son 1 mlrd. il get-gedə daha çox güclənmişdir. Beləliklə, materiklərin hərəkəti daha intensiv olmuşdur, baxmayaraq ki, mantiyadakı konveksiya zəifləməyə doğru getmişdir. Bu, bir daha onu sübut edir ki, mantiya konveksiyasının təsiri altında plitələrin passiv hərəkəti mövcud olmuşdur. Fanerozoy tektonikasının daha bir xüsusiyyəti ondan ibarətdir ki, 200 mln. il əvvəl bir neçə okeanın bağlanmasından və kale-

donidlərin, uralidlərin və hersinidlərin əmələ gəlməsindən sonra bütün qitələr vahid fövqəlqitə şəklində birləşmişlər. Pangeya adlanan bu fövqəlqitə (şəkil 23) sonradan parçalanaraq hazırkı qitələri əmələ gətirmişdir.

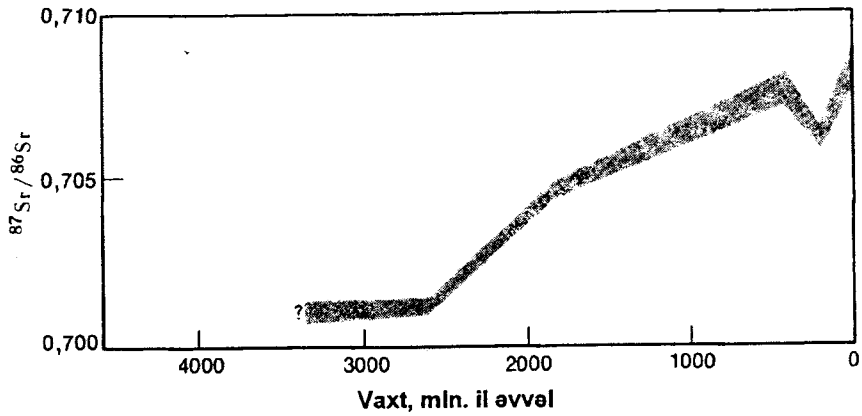


Şəkil 23. İndiki qitələrin duruşu: (a)-200 mln. il əvvəl; (b)-180 mln. il əvvəl Pangeya fövqəlqitəsinin parçalanmasından dərhal sonra. (b) sxemindəki oxlar qitələrin hərəkət istiqamətini göstərir.

1.3.8. Qabığın mütəhərrikliyi, böyüməsi və yenidən işlənməsi

Yuxarıda göstərdiyimiz kimi, qabığın böyüməsi haqda iki model təklif olunmuşdur: 1)Yerin inkişaf tarixi ərzində qabığın böyüməsi və 2) arxeozoydan başlayaraq qabığın həcminin stabilliyi. Birinci mode-

lin tərəfdarları daha çoxdur. Bu modelə görə, qabığın böyümə əyrisi pilləvari xüsusiyyət daşımalıdır. Qitələrin daha çox böyüməsi arxeozoyda baş verməli idi, çünki bu zaman istilik ayrılması yüksək olmuşdur. Bu isə mantiyada ərimənin və fraksiyalaşmanın yüksək səviyyədə getməsini təmin etmişdir. Bu fikir bütün yaş çökmə süxur analizlərinin dəniz suyu üçün $^{87}Sr/^{86}Sr$ nisbətinin əyrisinin yüksəlməsi ilə də təsdiqlənir: göstərilən əyridə 2,5 mlrd. il əvvəldən başlayaraq gözə çarpan dərəcədə əyilmə qeyd olunur (şəkil 24). Əyrinin mailliyinin dəyişməsi göstərir ki, qitələrin həcmləri və onların yuyulma məhsulları artdıqca qitə stronsiumunun rolu da artır. Mantiya mənşəli bazaltların izotop analizlərinin (Sr, Pb və Nd üzrə) nəticələri də birinci modelə uyğun gəlir; belə ki, müxtəlif yaşlı bazaltlar zaman keçdikcə özlərinin ocaq rayonlarının ardıcıl olaraq kasıblaşmasını büruzə verirlər. Bu proses, Yerin bütün inkişaf tarixi ərzində qitə qabığının həcminin böyüməsilə yanaşı, inkişaf edən mantiyanın bərpaolunmaz diferensiasiya xüsusiyyətilə izah olunur.



Şəkil 24. Dəniz suyunda $^{87}Sr/^{86}Sr$ nisbətinin zaman ərzində dəyişməsi; müxtəlif yaşlı dəniz çökmə süxurlarından götürülmüş analizlərə əsasən.

İkinci modelin tərəfdarları hesab edirlər ki, maqmatizmin fəaliyyət göstərdiyi bir çox sahələr dəniz dibində yerləşmişdir. Mantiya maqması fasiləsiz olaraq daxil olmuş və qabığın, xüsusən qalın olan rayonlarında zaman keçdikcə qabıq maddəsi ilə «çirklənmişlər».

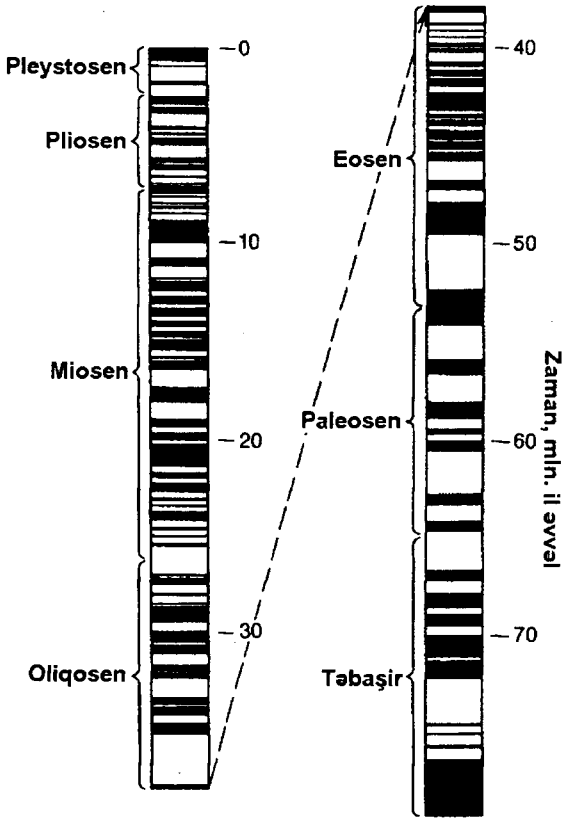
Sonda, qeyd etmək lazımdır ki, qabığın təkrarən əriməsi, hidrotermal fəaliyyət prosesi ərzində izotop tənzimlənmə, nəhayət çökmə süxurların subduksiyası qabığın akkresiya zonalarında maqmatizmin

öncül xüsusiyyətlərini bütünlüklə izah edə bilmir. Ən əsaslandırılmış izahat ondan ibarətdir ki, qabığın həcmi ardıcıl olaraq böyümüşdür (1-ci model). Yəqin ki, bu proses epizodik olaraq inkişaf etmişdir. Əgər qitələrin yuyulma materialları yenidən mantiyaya düşürsə (2-ci model), onların maqmaəmələgəlmə prosesinə təsiri çox az olur. Hesab olunur ki, qitələrin akkresiya sahələri qitələrin böyüməsi üçün ən əlverişli yer olmuşdur.

1.4. Paleomaqnit qütblərinin dolaşma əyriləri

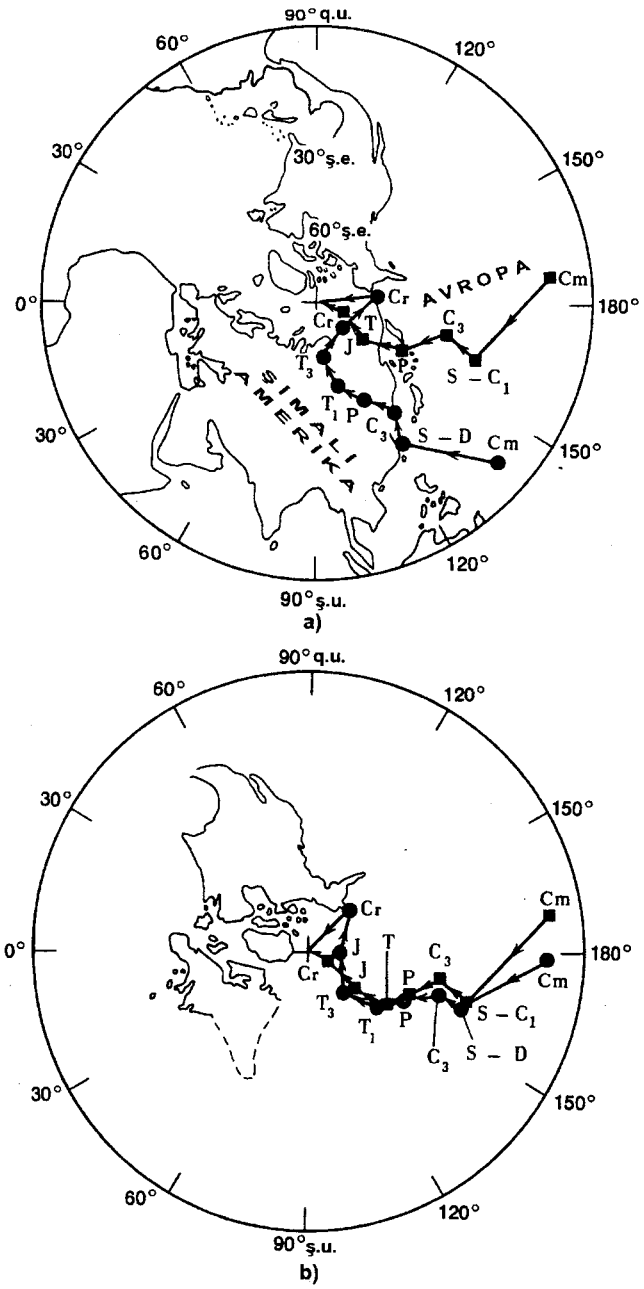
Yerin nüvəsi əsas etibarı ilə dəmirdən ibarət olduğuna görə bərk daxili nüvə daimi maqnit kimi təsir edir. Maqnit sahəsinin geoloji zamanın dərinliyindəki vəziyyətini öyrənmək üçün qədim yaşlı süxurların *paleomaqnetizm* («qazıntı» maqnitləşmə) xüsusiyyətlərini öyrənirlər. Bu metodun istifadəsi ona görə mümkün hesab edilir ki, bir çox süxurlar əmələ gəldikləri zaman mövcud olduqları maqnit sahəsinin bəzi daimi maqnitləşmə xüsusiyyətini əldə etmiş olurlar. Məsələn, dəmirlə zəngin olan bazalt lavası mineralları soyuyarkən özlərinin Küri temperaturundan keçərək maqnitləşməlidirlər. Bu o deməkdir ki, süxurlar bu günə qədər qədim maqnitləşmiş sahənin xüsusiyyətini daşıyırlar. Milyon illər ərzində toplanmış lava kəsilişlərinin öyrənilməsi nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, maqnit sahəsi keçmişdə dəfələrlə tamamilə öz istiqamətini dəyişmişdir, başqa sözlə, inversiya keçirmişdir. Belə ki, şimal paleoqütbləri cənub paleoqütbü olmuşdur və tərsinə. Son 80 mln. ildə inversiya haqda baş verən paleomaqnit məlumatlar 25-ci şəkildə göstərilmişdir.

Məlumdur ki, Yerin maqnit sahəsi bütün zaman miqyaslarında çox dəyişkən və dinamik sistem olmuşdur. Bu elə sistemdir ki, Yerin inkişaf tarixinin böyük bir hissəsi ərzində mövcud olmuş və nüvədəki maddənin daimi maqnitləşməsi ilə heç cürə bağlı olmamışdır. Ortaqlaşdırılmış zaman ərzində geomaqnit sahəsinin yer səthindəki istiqaməti Yerin maqnit qütbündə şaqulidən maqnit ekvatorundakı üfüqiyə qədər dəyişir. Hesab edilir ki, maqnit sahəsi orta hesabla Yerin fırlanma oxu boyu istiqamətlənmişdir (başqa sözlə, maqnit və coğrafi qütblər, yenə də orta hesabla, üst-üstə düşürlər) və sahənin ümumi konfiqurasiyası sabit qalır. Bu ehtimal, paleomaqnit üsullarla qədim qütblərin mövqeyini və eynilə qitələrin bu qütblərə görə yerləşməsini təyin etməyə imkan verir (qitələrin durumunu yaşı izotop analizlərin vasitəsilə



Şəkil 25. Yerin maqnit sahəsinin son 80 mln. il ərzində qütbiliyinin dəyişməsinin xronoloji şkalası. Qara fasilələr maqnit sahəsinin «normal» istiqamətinə uyğun gəlir (müasir maqnit sahəsi kimi eyni işarəlidir), ağ fasilələr əks istiqaməti göstərir. Güman edilir ki, maqnit sahəsinin döndərilmə prosesi 10^4 ildir, lakin hər inversiyadan sonra maqnit sahəsi öz qütbiliyini təxminən 10^5-10^6 il saxlayır.

müəyyən edilmiş süxurlara əsasən təyin edirlər). Müəyyən zaman intervalı üçün bir qitənin süxurlarına əsasən qütblərin mövqe ardıcıllığının dəyişməsi qütbün dolaşma əyrisi adlanır. Əvvəllər hesab edilirdi ki, maqnit qütbləri bir yerdən digər yerə «dolaşır». İndi bu dolaşma əyriləri qitələrin hərəkəti kimi təhlil edilir. Avropa və Şimali Amerika qitələri üçün belə əyrilərin təhlil edilməsi nəticəsində bu qitələrin bir-birinə nisbətən hərəkətlərini qiymətləndirmək olar (şəkil 26). Avropa və Amerika qitələrinin kənarlarını yaxşı birləşdirsək fanerozoyun böyük bir hissəsi üçün qütblərin uyğun dolaşma əyrilərinin olmasını (şəkil 26,a), devondan təbaşirə qədər isə (təxminən 380-100 mln. il) üst-üstə düşməsini (şəkil 26,b) görərik. Son 100 mln. ildə



Şəkil 26. Avropa (xırda kvadratlar) və Şimali Amerika (xırda dairələr) üçün qütblərin fanerozoyda dolaşma əyriləri. a) qütblərin indiki durumunda; b) onların kənarlarının ən yaxşı uyğunlaşdırıldığı halda. Yaş intervallarının işarələnməsi: Cm-kembri, 550 mln. il; silur-devon, 390 mln. il; S-C_1-silur-aşağı karbon, 350 mln. il; C_3-yuxarı karbon, 300 mln. il; P-perm, 250 mln. il; T-trias; T_1-aşağı trias, 220 mln. il; T_3-yuxarı trias, 200 mln. il; J-yura, 150 mln. il, Cr-təbaşir, 100 mln. il (M.Mak Ellinə görə).

Atlantik okeanının açılması nəticəsində dolaşma əyrilərinin sonuncu («cavan») kəsikləri aralanmışdır. Kembridən devona qədərki (570-380 mln. il) intervalda əyrilər yaxınlaşırlar ki, bu da Yapetus okeanının qapanmasını sübut edir. Hər iki qütbün kembri qütbləri ekvator yaxınlığında yerləşir. Əgər onları müasir qütblərin yerinə «qoymuş olsaq», qütblərin indiki mövqelərindən xeyli cənubda yerləşəcəklər. Bu, o deməkdir ki, fanerozoyda istər Şimali Amerika, istərsə də Avropa şimala dreyf etmişlər; bu zaman onların keçdikləri məsafə bir-birlərinə nisbətən yerdəyişmədən artıq olmasıdır. Paleomaqnit məlumatları güman etməyə imkan verir ki, təxminən 200-dən 300 mln. ilə qədər əvvəl kəsiyində bütün qitələr vahid Pangeya fövqəlqitəsini təşkil etmişlər (şəkil 23). Bu fövqəlqitə ilk öncə iki: şimal (Lavraziya) və cənub (Qondvana) hissələrinə, daha sonra isə hazırkı qitələr sisteminə parçalanmışdır.

Paleomaqnit metodu ilə fanerozoyda qitələrin dreyfinin müvəffəqiyyətlə tətbiq edilməsi kembriyəqədər dövr üçün də bunu tətbiq etməyə sövq etmişdir. Lakin bu metod arxeozoyun yüksək metamorfizləşmiş günbəzlərinin hansısa yerdəyişməsini müəyyən edə bilməmişdir. Bu, bir tərəfdən proterozoy metamorfizminin təsiri (maqnitləşmənin bir qədər dəyişməsinə səbəb olmuşdur), digər tərəfdənsə aşağı keyfiyyətli yaş nəzarəti ilə bağlıdır. Müəyyən olmuşdur ki, əgər mütləq yaş yalnız ±100 mln. il dəqiqliyi ilə məlumdursa (adətən kembriyəqədərki dövrün əvvəli üçün bu belədir), dreyfin sürəti isə təxminən 10 sm/il-dirsə, 5000 km enlikli okeanın əmələ gəlməsi və qapanması nəzərdən qaçırıla bilər, bu yaşın təyin edilməsindəki statistik xəta hesab olunur. Məsələn, qütbün bütün dolaşma yolu (şəkil 26-ya bax) cəmi 600 mln. il ərzində keçilmişdir.

Qütblərin dolaşma əyrilərinin vacib xüsusiyyətlərindən biri də onların formasıdır: tədrici hamar yerdəyişmə qırılmalarla və yaxud iri dönmə şəkilli kəskin əyilmələrlə növbələşir. Qitələrin hərəkətindəki bu cür kəskin əyilmələr geoloji zamandakı əsaslı dəyişmələri əks etdirir, dolaşma əyrilərinin düzxətli kəsikləri isə en dairəsinin sakit, bərabər dəyişmə dövrlərinə uyğun gəlir (məsələn, 700 və 900 mln. il arasında). İzotop analizlərinin məlumatlarına əsasən, qütblərin trayektoriyalarının kəskin şəkildə əyilməsi ilə iri süxurəmələgəlmə epizodları vaxtının dəqiq korrelyasiyası müəyyən edilmişdir. Afrikada proterozoy dövrünün iki belə aktivliyi müşahidə olunur; burada qütblərin trayektoriya əyriləri 1750-1950 mln. il və təxminən 1000

mln. il intervallarına uyğun gəlir. Qaldırılan məsələləri nəzərə alaraq, aşağıdakıları göstərmək olar:

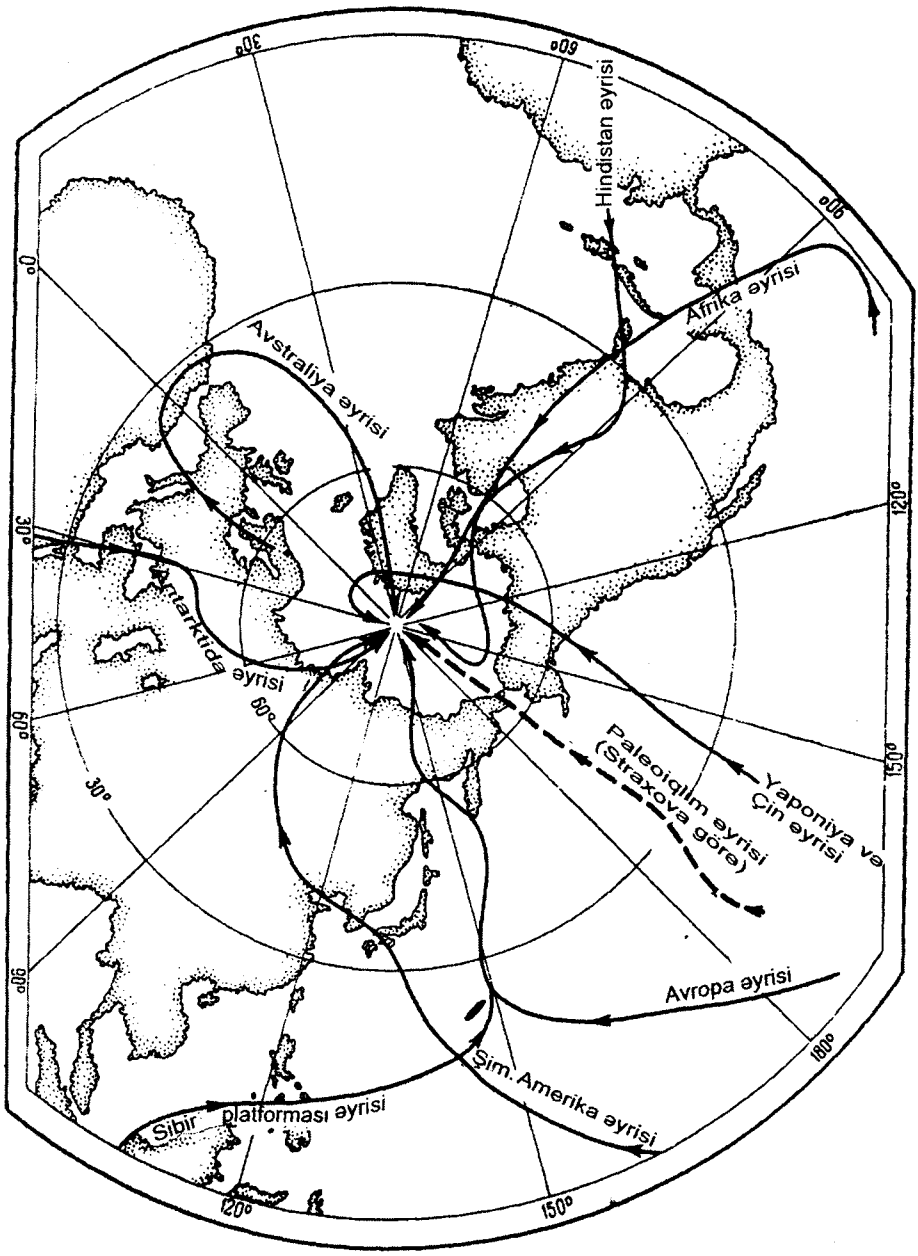
1. Paleomaqnit və izotop məlumatları göstərir ki, qitələrin hərəkət istiqaməti və maqmatik fəaliyyətin ümumi dəyişmə prosesləri zaman ərzində öz aralarında bağlı olmuşlar. Süxurların paleomaqnetizmi onu deməyə əsas verir ki, proterozoyda qitələrin hərəkəti xeyli sürətli olmuşdur, izotoplar haqda məlumatlar isə permobil mikroqitələr modelinin xeyrinə fikir yürütməyə imkan verir; güman edilir ki, arxeozoy qabığının təkamülü bilavasitə bu modelə uyğun gəlir.

2. Qabığın böyüməsi Yerin bütün inkişaf tarixi ərzində davam etmişdir. Subduksiya və ərimə proseslərinin intensivliyi maqmatik materialın daxilolma yerlərinin azalmasına uyğun olaraq azalırdı, qitə plitələrinin ölçüsü isə daim böyüyürdü. Həmçinin güman edilir ki, qitələr altında yerləşən tektonosferin mənbə zonalarının böyüməsi də qitə qabığının həcminin böyüməsi kimi, eyni sürətlə getmişdir.

Beləliklə, müxtəlif qitələrin müxtəlif yaşlı süxurlarının paleomaqnit ölçülmələri ilk öncə göstərdi ki, Yerin qütblərinin vəziyyəti geoloji dövr ərzində əsaslı şəkildə dəyişmişdir, ikincisi, qitə qaymaları da öz vəziyyətini dəyişmişdir. Birinci nəticə, geoloji keçmişin nisbi iqlim zonallığı ilə tamamilə uyğun gəlir. Bu, səciyyəvi çökmə süxurların və minerallarn (duzlar, kömürlər, dəmir filizləri və s.), habelə fauna və floranın qazıntı qalıqlarının paylanmasının təhlili nəticəsində müəyyən olunmuşdur. İkinci nəticə bir qədər mübahisəlidir. Nəticə ondan irəli gəlir ki, qitələrin birində təyin edilən ölçülərə əsasən müəyyən bir dövrdə qütblərin vəziyyəti digər qitələrdə təyin edilən ölçülərlə müqayisədə mütəmadi olaraq fərq üzə çıxarır, özü də bu fərq nisbətən qədim dövrlərə getdikcə artır (şəkil 27). Əksər tətqiqatçılar (P.N.Kropotkin və b.) bunu onunla izah edirlər ki, qitələr, qarşılıqlı şəkildə üfüqi yerdəyişməyə məruz qalırlar və tədricən hazırkı mövqelərinə yaxınlaşmışlar.

Cənub yarımkürəsindəki qitələrin yerdəyişməsi məsələsi alimlərin diqqətini daha çox cəlb edir (A.L.dyu Toyt, M.S.Krişnan, K.Beyrlen, R.Maak və b.). Bu başa düşüləndir, çünki Atlantik və Hind okeanları vasitəsilə ayrılmış cənub qitələrini təşkil edən süxur kompleksləri kembriyəqədərki dövrdən başlayaraq böyük oxşarlıq müşahidə etdirirlər.

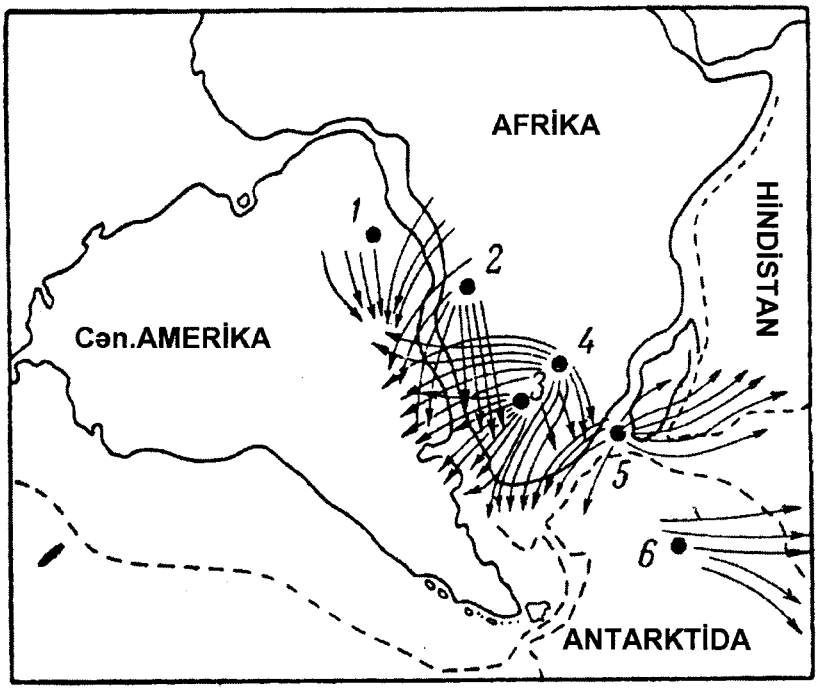
Karbonun axırı – permin əvvəlində buzlaq-örtük formasiyalarının



Şəkil 27. Müxtəlif qitələr üçün süxurların paleomaqnetizm məlumatlarına görə Şimal qütbünün yerdəyişmə əyrisinin paleoiqlim əyrisi ilə müqayisə edilməsi (P.N.Kropotkinə görə, sadələşdirilmişdir).

yayılması, xüsusən maraqlıdır. Buzlaqaltı oturacaqda şırımların istiqamətlənməsinə əsasən buzların istiqamətinin və tillitlərdəki qaymaların tərkibinin öyrənilməsi bu nəticəyə gətirmişdir ki, buzlaqların

Cənubi Amerika qitəsinin üzərinə gəlməsi haradasa şərqdə, Afrika tərəfdən olmuşdur, çünki Cənub-Şərqi Afrikada buzlar qərb istiqamətində hərəkət etmişlər. Bu məlumatlara əsaslanaraq, R.Maak Qondvanın qitə buzlaşma mərkəzlərinin güman edilən yerdəyişməsinin sxemini qurmuşdur (şəkil 28).



Şəkil 28. Qondvananın şimal-qərbdən cənub-cənub-şərqə qitə buzlaşması mərkəzlərinin gümanedilən yerdəyişməsi (R.Maaka görə): 1-Braziliya mərkəzi; 2-Anqola-Nam; 3-Qrikvaland; 4-Transvaal; 5-Natal, Afrikadan kənarda; 6-Antarktikadan, Avstraliyadan keçməklə. Oxlar buzların yerdəyişməsini göstərir.

Bəzi tədqiqatçılar (A.N.Mazaroviç, M.V.Muratov, Y.M.Şeynman, Q.Ştille, E.Kraus) Atlantik, Hind və Şimal Buzlu okeanlarının geoloji cəhətdən təzə əmələgəlmələr olmalarını qəbul etməklə yanaşı, Sakit okean haqqında digər fikirdədirlər. Bu tətqiqatçılar qeyd edirlər ki, Sakit okean çökəyi ilə digər okean çökəkləri arasında morfoloji cəhətdən fərqlər vardır. Sakit okean üçün qurunun qırışıqlıq zonaları, adalar qövsü, dərin sulu novlar və onlara bitişən dərinlik qırılmaları ilə haşiyələnmə səciyyəvidir. Bu cür keçid zonaları «cavan» okeanlar üçün tipik deyil, onların sahilləri kəskin şəkildə qitə strukturlarını qırırlar və bununla da okean çökəkliklərinə «üstəgəlmə» xüsusiyyəti

verirlər.

Okeanların əmələ gəlməsi haqda bu və ya digər konsepsiyanı qiymətləndirməkdən ötəri onların təbaşirəqədərki tarixini araşdırmaq lazımdır. Q.Ştille və daha sonra V.Y.Xainin tədqiqatları göstərmişdir ki, Sakit okean, Atlantik okeanının şimal, mərkəzi və cənub hissələri, nəhayət, Arktika okeanının mərkəzi hissəsinin ən azı, paleozoyunun əvvəli və çox güman ki, gec kembriyəqədərki dövrdən başlayaraq mövcud olmuşlar.

Okeanların gec proteqozoyaqadərki tarixi məlum deyildir və bu haqda yalnız az əsaslandırılmış mühakimə yürütmək olar. Əgər Sakit okean qədim kembriyəqərki dövrdə (ola bilsin ki, bir qədər fərqli konturlarda) mövcud idisə də, bu Tetis və xüsusən digər okeanlar üçün az inandırıcıdır. Qeyd etmək lazımdır ki, bilavasitə arxeozoy və daha az katarxeozoy strukturlarına münasibətdə okean konturları kəskin şəkildə qeyri-uyğunluq büruzə verirlər. Məsələn, Qvineya körfəzinin şimal sahili, Qərbi Avstraliyanın cənub sahili bu strukturları düz bucaq altında kəsirlər. Yer tarixinin bu dövrü (proterozoyun əvvəli) üçün okeanların yenitörəməsini güman etmək olar.

Bəzən okeanların xeyli cavanlığının göstəricisi kimi, onların mərkəzi hissələrindəki çöküntü qatının az qalınlığa malik olmasını irəli sürürlər. Lakin E.Hamilton göstərmişdir ki, sıxlaşma faktorunu nəzərə alsaq, bu qalınlıq paleozoydan başlayaraq çöküntülərin toplanmasına tamamilə uyğun gələcəkdir. Digər bir vacib amil «Vityaz» elmi-tədqiqat gəmisi vasitəsilə əldə edilmişdir. Aşkar olunmuşdur (P.L.Bezrukov) ki, okean dibinin xeyli böyük sahələrində çöküntü yoxdur və okean dibi səthinə bilavasitə olaraq nisbətən qədim bazaltlar çıxırlar. Okean dibində təbaşirdən daha qədim yaşlı olan normal çöküntülər müşahidə edilmir. Bunu onunla da izah etmək olar ki, təbaşirəqədərki təbəqələr təbaşir dövrünün böyük qalınlıqlı bazalt axmaları ilə örtülmüşdür, yaxud onlar bazaltlarla növbələşirlər və bununla da bazalt qatının tərkibinə daxil olurlar. Bununla belə, V.Y.Xainin fikrincə, bəzi dəlillər okean çalalarının nisbətən yaxın zamanlarda xeyli dərinləşməsinə və qismən genişlənməsinə işarə edir.

İlk öncə, bir çox okean hövzələri rayonlarında kəsik konus şəkilli sualtı zirvələr iştirak edir. Onlar *qayot*lar adını almışdır. Vulkan mənşəli bu yüksəkliklər 1-2 km dərinlikdə yerləşir; halbuki, onların hamar zirvələri yalnız 200 metrə qədər dərinlikdə fəallıq göstərən dalğaların fəaliyyət nəticəsi ola bilərdi. Bilavasitə Havay arxipelaqı və Tuamotu

adaları rayonlarındakı bu cür qayotların zirvələrindən bir neçə on metr dərinlikdə yaşayan senoman rudistlərinin – mollyuskaların balıqqulaqları qaldırılmışdır. Lakin qayotların aşağı düşməsi qabığın izostatik əyilməsi nəticəsində də baş verə bilərdi.

İkinci əlamət, korall riflərinin xeyli böyük qalınlığa malik olmasıdır. Okeanda onlar həlqə şəkilli adalar – *atollar* əmələ gətirirlər. Bəzi riflərin özülü böyük dərinlikdə, okeanın müasir səviyyəsindən aşağıda yerləşir. Marşall adaları qrupundan olan Eniveton adasındakı buruq qazması ilə riflərin özülünün 1270-1390 m dərinlikdə olması müəyyən edilmişdir, özü də rif qurğusunun aşağı hissəsindəki koral-lar eosen yaşlıdırlar. Koralların 30-40 m-dən aşağı dərinlikdə yaşamadıqlarını nəzərə alsaq, belə nəticə çıxarmaq olar ki, eosendən (40-60 mln. il) başlayaraq okean dibi təxminən 1300 m dərinliyə düşmüşdür.

Okean diblərinin xeyli aşağı düşməsinin üçüncü əlaməti - *sualtı kanyonlar*dır. Kanyonlar – ensiz çatdağşəkilli vadilər olub, qitə yamacında, onun ətəyində və okean oturacağında inkişaf tapmışlar. Bu kanyonların bir çoxu qurudakı iri çay vadilərinin bilavasitə davamında yerləşmişlər. Məsələn, Qudzon, Konqo, Qanq çaylarının vadiləri bu kanyonların heç olmazsa bir hissəsinin ilk öncə yer səthində əmələ gəlməsini göstərir. İndi bu cür kanyonlar 4-5 km dərinlikdə müəyyən olunmuşdur. Kanyonların okean səviyyəsindən aşağıda yerləşmiş oturacaq hissələri daha qədim yaşlı ola bilərlər. Məsələn, Konqo kanyonunun aşağı hissəsi yuxarı təbaşirə aid edilir (J.Burkar).

Digər tərəfdən, Cənubi Amerika və Afrika qitələrində yura dövrünün sonundakı bərabərləşmə səthlərinin qalınlıqları qalmışdır. Hazırda onlar qırılmalarla parçalanmış və bəzi yerlərdə 2-3 km hündürlüyə qalxmışdır. Buradan görünür ki, okeanların yuradan sonrakı əyilmələri ilə qitələrin qalxması miqyasları təxminən eynidir. Çox güman ki, yuranın sonundan və xüsusən təbaşir dövrünün axırından başlayaraq yer səthi relyefinin xeyli böyüməsi baş vermişdir – qitələr qalxmış, okean dibləri isə aşağı düşmüşdür.

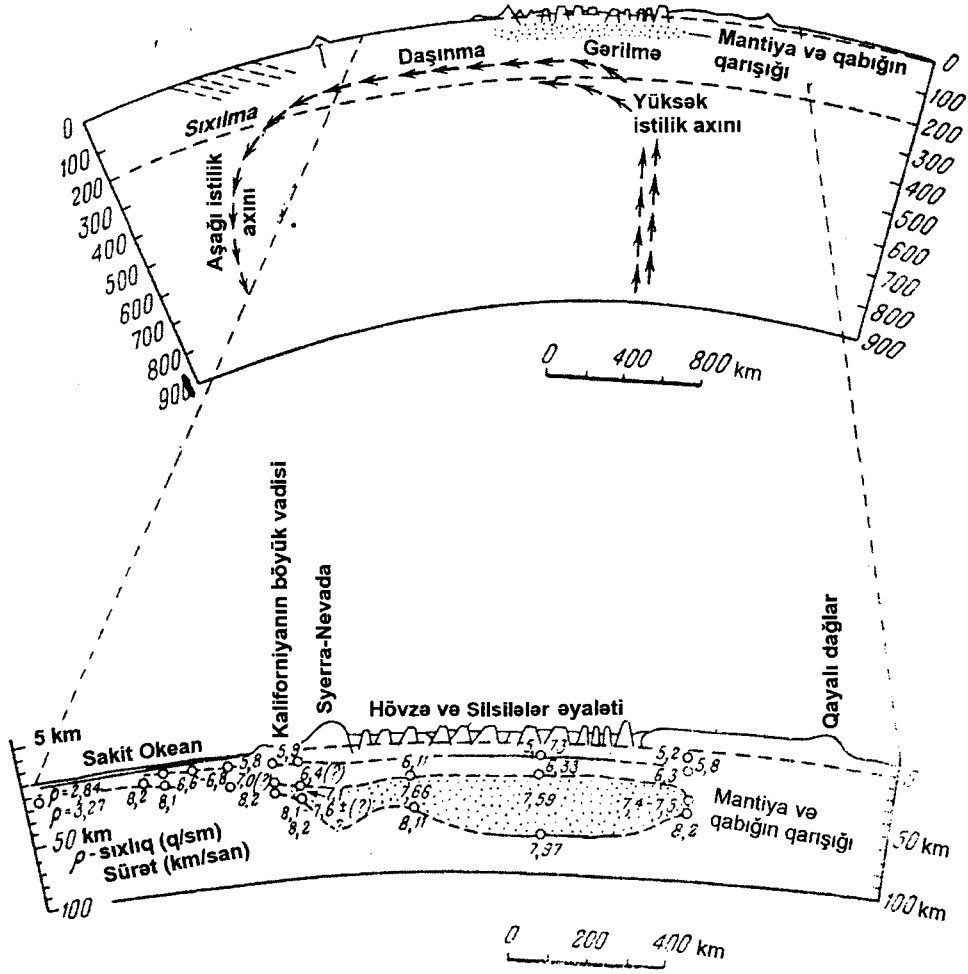
Bir qədər qədim geoloji dövr ərzində əvvəllər mövcud olmuş qitə platformaları və yaxud dağ qurğularının yerində yeni əmələ gəlmiş okean qabıqlı dərin su çöküntülərinin əmələ gəlməsini qəbul etmək olar. Hesab olunur (V.Y.Xain) ki, qədim platformaların, onların kristallik qalxanlarının parçalanması nəticəsində Afrika platformasının Numibiya-Ərəbistan qalxanını yarı bölən Qırmızı dənizin çökəkliyi,

Ərəbistan dənizi (qərb hissə) və Mozambik boğazı əmələ gəlmişdir. Onlar qitə qabıqlı kembriyəqədər yaşlı Madaqaskar massivini və Seyşel adalarını platformanın əsas kütləsindən ayırmışlar. Eynilə Şimali Amerika platformasının Qrenlandiya qalxanını Kanada qalxanından ayıran Devis boğazı və Baffin körfəzi əmələ gəlmişdir. Qırmızı dəniz karbon dövründə, Ərəbistan dənizi və Mozambik körfəzi permdən gec olmayaraq, Baffin körfəzi və Devis boğazı isə təbaşirin sonunda yaranmışdır. Heç şübhəsiz, bu cür çökəklərin əmələ gəlməsinə səbəb kristallik qalxanların uzunmüddət qalxmaları, onların qranit qatının yuyulması, gərilməsi və parçalanması olmuşdur. Bütün göstərilən çökəklər qraben təbiətlidirlər.

Eynilə bu prosesə cavan və yaxud yenidən yaranmış dağ qurğularının ən geniş hissələri məruz qala bilərdi. Şimali Amerika Kordilyerlərindəki Böyük Hövzə (Hövzə və Silsilələr əyaləti) buna əyani misaldır (şəkil 29). Kordilyerin ən geniş hissəsində yerləşmiş bu vilayət kaynozoy dövrü ərzində ilk öncə günbəz şəkilli qalxmaya, sonra isə uçmaya məruz qalaraq horst-qraben bloklarının əmələ gəlməsinə və bazalt vulkanizminin təzahürünə səbəb olmuşdur. Amerika tədqiqatçıları (K.L.Kuk və b.) müəyyən etmişlər ki, Hövzə və Silsilələr vilayəti çox nazik, 30 km-lik qabığa malik olduqları halda, qərbdə-Syerra-Nevadada və şərqdə – Qayalı dağlarda və Böyük düzənlərdə mantiya ilə bazalt tərkibli qalıq təbəqəsi (uzununa dalğaların sürəti 7,4-7,6 km/ san) üzərində qabığın qalınlığı 50 km-dir. Elə bu zonada anomal yüksək istilik axını müşahidə olunur. Tədqiqatçılar bunu yuxarı qalxan konveksiya axını ilə əlaqələndirirlər.

V.Y.Xainin fikrincə, bütün bu deyilənlərdə aralıq-okean silsilələrinin analoqunu görmək olar. Lakin bu sadəcə analoq deyildir, çünki bilavasitə bu rayonda Şərqi Sakit okean silsiləsi Şimali Amerika qitəsinə yaxınlaşaraq sanki Kordilyer sisteminə soxulur. Elə təəssürat yaranır ki, Hövzə və Silsilələr vilayətində hazırda baş verən prosesin sonrakı inkişafı subokean qabığı tipinə malik Qara dəniz çökəkliyinə oxşar çökəkliyin əmələ gəlməsinə səbəb olacaqdır. Çox güman ki, hər halda subokean aralıq massivlərinin bir hissəsi, xüsusən Kəraib, Liquriya, Tirren, Qara dəniz, Cənubi Xəzər massivləri oxşar mənşəyə malikdirlər, başqa sözlə, qədim (alpaqədər) qırışıqlıq qurğularının ən geniş sahələrinin uçulması nəticəsində əmələ gəlmişdir. Qabıqaltı axınların davam edən təsiri bu qurğuların qanadlarının aralanmasına və artıq qədim Tetis, yaxud Atlantik okeanı tipli əsl okean hövzələrinin əmələ

gəlməsinə səbəb ola bilərdi. Atlantik okeanının hər iki tərəfindəki baykal, kaledon və hersin qırışıqlıq zonalarının qalıqları belə fərziyyəni təsdiqləyir.



Şəkil 29. Yer qabığı və yuxarı mantiyanın quruluşu (ABŞ-ın qərb hissəsi) və konveksiya şırnaqları hipotezinə uyğun olaraq onun təhlili (K.L.Kuka görə).

Digər hallarda, subokean tipli çökəkliklər özünün sonrakı inkişafını tapmamışdır, onlar çöküntülərlə dolaraq qitə platformalarına bitişmişlər. Çox güman ki, Xəzəryanı və Barensdənizi çökəkliklərinin inkişaf tarixi də bu şəkildə olmuşdur, eynilə Meksika körfəzi belə təkamül yolunu keçə bilər.

1.5. Yer qabığının istiqamətlənmiş inkişaf tarixi və bəzi mülahizələr

4,6 mlrd. il əvvəl Qalaktikanın yaxın rayonunda baş verən partlayış nəticəsində oksigendən (70%), heliumdan (28%) və ağır elementlərdən ibarət olan ulduzlararsı buluda azacıq pərsəngə (faizi tarazlayan əlavə) miqdar qısa ömürlü (həmçinin stabil) izotoplar da daxil olmuşdur. Partlayış hesabına yaranmış sıxma dalğası buludun xeyli dərəcədə bərkiməsinə səbəb olmuşdur ki, bunun da nəticəsində çoxlu say ulduzlar yaranmışdır.

Buludun bir hissəsi materiyanın hərlənən diskinə – Günəş dumanlığına sıxılmışdır. Duman maddəsinin əsas kütləsi onun mərkəzi hissəsində cəmləşmiş, tədricən sıxılmış və o dərəcədə qızmışdır ki, hidrogenin termonüvə yanması baş vermiş və tipik ulduz – Günəş əmələ gəlmişdir. Güclü radial temperatur qradiyentinin təsiri altında dumanlığın xarici hissələrini təşkil edən qaz-toz qarışığının fraksiyalaşma prosesi getmişdir; belə ki, planetlərin akkresiyası zamanı daha aşağı temperaturlu kondensatorlar ardıcıl olaraq Günəşdən uzaqda və daha uzaqda yerləşmişlər. Əksər daxili planetlər, o cümlədən Yer, yüngül qazlarla kasıblaşmış sahələrdə əmələ gəlmişdir. Öncül Yerin ilk tərkibi ən az diferensiasiyalaşmış meteoritlərin-xondritlərin tərkibinə əsasən təyin olunur. Onlar daha gec baş verən proseslərin böyük təsirinə məruz qalmayan «yer» hissəsi dumanlığının qalıqları hesab olunurlar.

Lakin meteorit kütlələri ilə müqayisədə daha massiv Yer kütləsi akkresiyanın gec mərhələlərində güclü şəkildə qızmışdır, çünki yer səthinə dəyən kinetik enerji və bu səthə yapışan planetzimallar istiliyə çevrilirdi. Temperatur, həmçinin ən yeni izotoplardan irsən keçmiş qısaömürlü radioaktiv izotopların (məsələn, ^{26}Al) parçalanması hesabına da çoxalmışdır. Əmələ gəlmiş ilk ərintilər: dəmir, nikel və kükürddən ibarət qatışıq-evtektikaya yaxın olmuşdur. Qatışığa, həmçinin nadir siderofil elementlər də daxil olmuşdur. Toplanan ərinti daha yüksək sıxlıq hesabına mantiya silikatlarından aşağıya sızaraq tədricən yerin nüvəsini əmələ gətirmişdir. Ayrılan qatışığın temperaturu yəqin ki, evtektikadan yüksək olmuşdur, çünki nüvənin tərkibi evtektikə nisbətən metallikə daha yaxındır. Yerin tədricən soyuması nəticəsində yüksək ərimə temperaturuna malik olan nikellə zəngin dəmir-nikel ərintisi kristallaşmağa başlayaraq hələ də ərimiş halda olan

və əsasən dəmir və kükürddən ibarət olan xarici nüvənin (Yer kütləsinin 30%-i) içərisində bərk daxili nüvəni (Yer kütləsinin 1,7%-ni təşkil edir) yaratmışdır.

Nüvənin böyük bir hissəsi Yerin akkresiyası bitəndən çox tez sonra formalaşmışdır. Bu zaman akkresiyanın istiliyi və qısaömürlü izotopların radioaktivliyi maksimuma çatmışdır və güman edilir ki, bu 100 mln. ildən artıq vaxt tutmamışdır. Lakin qabığın, atmosferin, hidrosferin və biosferin inkişafı uzunmüddətli olmuşdur. Əvvəla, mantiya ərimə üçün kifayət dərəcədə isinməmişdi, bununla belə, onun təcridetmə xüsusiyyətləri o qədər güclü olmuşdur ki, uran, torium və kalium kimi uzunömürlü radioaktiv elementlərin parçalanması (habelə daxili nüvə maddəsinin kristallaşması) zamanı ayrılan istilik istilikköçürmə yolu ilə xaric oluna bilməzdi. Müvafiq olaraq, temperatur qalxırdı və bərk vəziyyətdə olan mantiyanın «sürülməsi» xeyli artırdı ki, bu da mantiyada konveksiyanın yaranmasına səbəb olmuşdur. Güman edilir ki, Yerin əmələ gəlməsindən çox tez sonra konveksiya yaranmış və yaranacaq mantiya temperaturunun sabitləşməsinə xidmət etmişdir. Ancaq konveksiyanın intensivliyi çox güman ki, radioaktiv izotopların miqdarının azalması ilə yanaşı olaraq aşağı düşmüşdür. Bu zaman konveksiyanın xüsusiyyəti də dəyişmişdir.

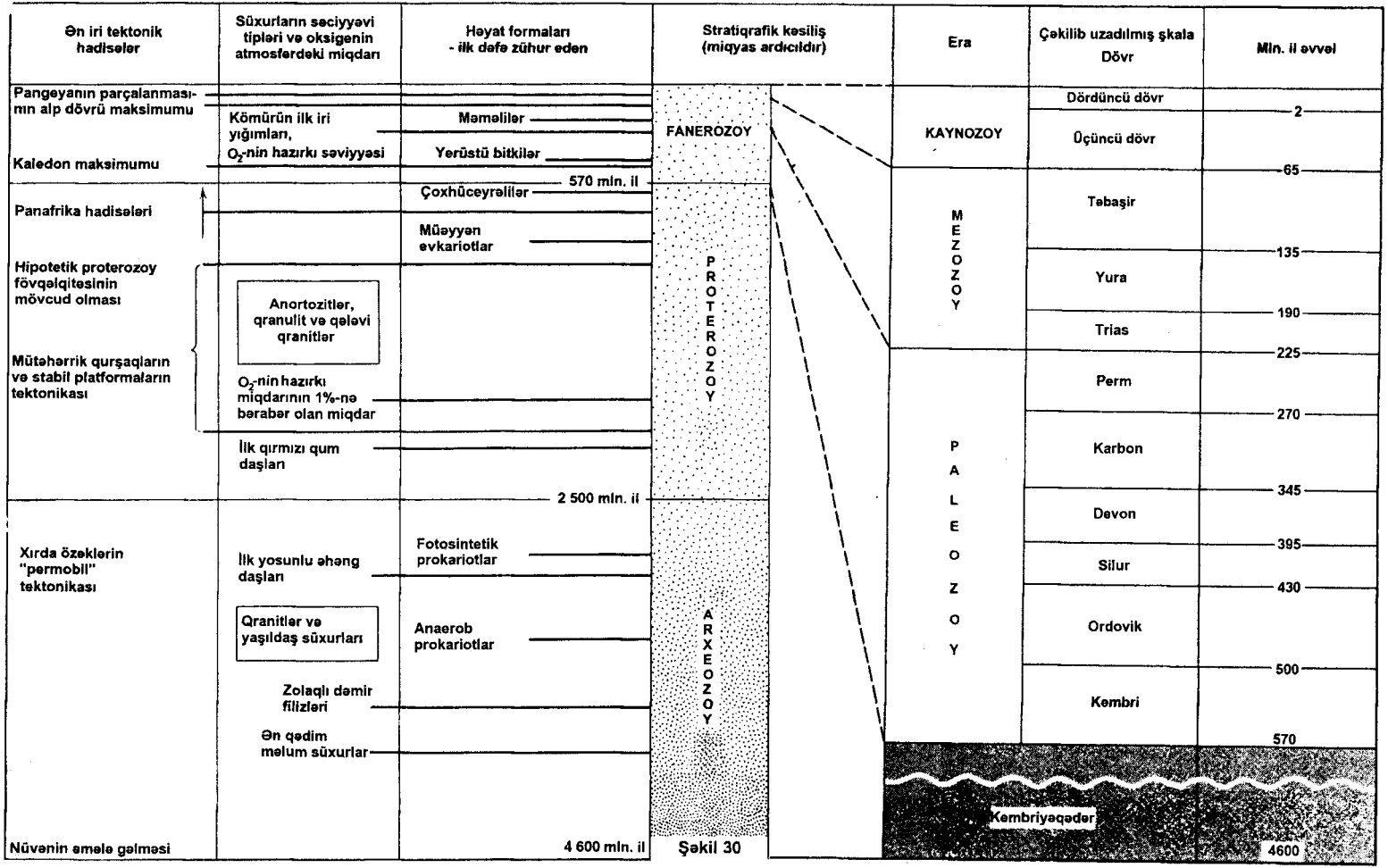
Konveksiya edən plastik mantiya üzərində tezliklə bərk xarici qabıq (litosfer) əmələ gəlmişdir. Onun döşəmə hissəsi mantiya silikatlarının elastik deformasiyaya məruz qalmayan haldakı temperaturu (qranat lertsolitinin tükənməz maddələri üçün 1200°C) ilə təyin olunur. Bu temperatur ərimə temperaturuna yaxındır. Yerin inkişaf tarixinin ən ilk vaxtlarında litosfer az qalınlıqlı (bir neçə kilometr) və qeyri-stabil olmuşdur. Onun ayrı-ayrı hissələri yenidən mantiya tərəfdən udulmuşdur. Artıq təxminən 3,8 mlrd. il əvvəl ilk dəfə olaraq yüngül və bu səbəbdən «batmayan» qranit qabığı yaranır. Bu qabıq, litosferin ən yuxarı və kimyəvi cəhətdən ən güclü diferensiasiyalaşmış hissəsini təşkil edir. Yerin daxili hissələrinin tədricən soyuması zamanı 1200°C izotermi mantiyanın dərinliyinə yerini dəyişir və qitə litosferinin qalınlığı artır. Litosferin hazırkı qalınlığı xeyli dərəcədə qeyri-müəyyəndir, çünki sıxlığın təyin olunması detalları və istilik axınının fokuslaşması aydın deyil. Güman edilir ki, arxeozoy dövründə dəniz dibinin tez böyüməsi, həmçinin subduksiya prosesi Yerin yüksək istilikvermə təsirini aradan götürmüş və qalın litosferli

(100 km-ə qədər) kiçik «permobil» qitələrin inkişafını mümkün etmişdir. Digər tərəfdən, yekcins qalınlıqlı litosfer altında mantiya konveksiya təsirinə məruz qala bilərdi. Belə olan halda, arxeozoyda böyük istilik generasiyası və daha böyük istilik axını şəraitində litosfer az qalınlığa (təxminən 10-30 km) malik olmalı idi. Metamorfizləşmiş vulkanogen-çökmə yaşıldaş süxurların qırışıq lay dəstələri ilə ayrılmış arxeozoy qneyslərinin kiçik nüvələri, yüksək təsirə məruz qalmış metamorfik süxurlar saxladıqlarından belə nəticəyə gəlmək olar ki, qabıq böyük qalınlığa malik olmuşdur, başqa sözlə, qalın litosferli permobil model mövcud olmuşdur (şəkil 21-ə bax).

Yer qabığının inkişafı tarixində arxeozoyda iki yüksək aktivlikli dövr olmuşdur: 3,8-3,5 və 2,9-2,6 mlrd. il əvvəl. Təxminən 2,5 mlrd. il əvvəl soyuyan mantiyada konveksiyanın xüsusiyyətinin dəyişməsi nəticəsində qabığın tektonik quruluşunun əsaslı şəkildə yenidən qurulması baş vermiş, arxeozoy qabığının ayrı-ayrı hissələri birləşərək bərk plitələr əmələ gətirmiş və təxminən 2,0 mlrd. il əvvəl vahid fövqəlqitədə cəmləşmişlər (şəkil 30). Proterozoy qitəsi (və yaxud qitələri?) baxmayaraq ki, mütəhərrik, yastı platforma relyefli olmuşdur, subduksiyanın kənar zonalarına və əhəngli qələvili maqmatik qövslərə malik idi, çox güman ki, o, parçalayıcı qüvvələrə müqavimət göstərə bilmişdir. Transkontinental xətti mütəhərrik qurşaqlarla bağlı olan güman edilən rift zonaları boyu qitədaxili anortozitlər və qələvi intruziv kompleksləri yaranmışdır. Bu mütəhərrik qurşaqlar hüdudunda tezliklə metamorfizmə məruz qalan çökmə süxurlar toplanmışdır. Proterozoyda qitələrin fəal şəkildə böyüməsinin daha iki iri epizodu qeyd olunur: təxminən 1,8 və 1,0 mlrd. il əvvəl. Qitə kənarları ətrafında qabığın akkresiya prosesləri daha çox yayılmışdır. Belə ki, əvvəllər okean qabığı olan yerdə yeni, geniş panafrika qitəsinin qabığı yaranır (qabığın bu tip dəyişməsi kratonlaşma adını daşıyır).

Fanerozoyun əvvəlində müasir plitələrə xeyli dərəcədə oxşar bir neçə mütəhərrik qitə plitələri mövcud olmuşdur. Yeni, olduqca böyük Pangeya qitəsi xeyli sonra yaranmışdır: onun mövcudluğu təxminən 200-300 mln. il əvvələ aid edilir. mezozoyda o, ayrı-ayrı hissələrə parçalanaraq hazırkı görünüşlü qitələrin yaranmasını təmin etmişdir.

Mantiya hələ də istər kimyəvi və istərsə də fiziki proseslərin dönməz təkamülünü yaşayır: mantiyadan ayrılan yeni pay maqmatik material destruksiya (yox edilmə, udulma) zonalarında qitə qabığının böyüməsinə təsir edir. Bu zaman materiyanın aşağıda yatan horizontlarında


Ən iri tektonik hadisələr
Süxurların səciyyəvi tipləri və oksigenin atmosferdəki miqdarı
Həyat formaları - ilk dəfə zühur edən
Stratiqrafik kəsiliş (miqyas ardıcıldır)
Era
Çəkilib uzadılmış şkala Dövr
Mln. il əvvəl
Pangeyanın parçalanması-nın alp dövrü maksimumu
Kömürün ilk iri yığımları,
O_2-nin hazırkı səviyyəsi
Kaledon maksimumu
Məməlilər
Yerüstü bitkilər
570 mln. il
Çoxhüceyrəlilər
Panafrika hadisələri
Müəyyən evkariotlar
Hipotetik proterozoy fövqəlqitəsinin mövcud olması
Anortozitlər, qranulit və qələvi qranitlər
Mütəhərrik qurşaqların və stabil platformaların tektonikası
O_2-nin hazırkı miqdarının 1%-nə bərabər olan miqdar
İlk qırmızı qum daşları
2 500 mln. il
Xırda özəklərin "permobil" tektonikası
İlk yosunlu əhəng daşları
Fotosintetik prokariotlar
Qranitlər və yaşıldaş süxurları
Anaerob prokariotlar
Zolaqlı dəmir filizləri
Ən qədim məlum süxurlar
Nüvənin əmələ gəlməsi
4 600 mln. il
FANEROZOY
PROTEROZOY
ARXEOZOY
KAYNOZOY
MEZOZOY
PALEOZOY
Dördüncü dövr
Üçüncü dövr
Təbaşir
Yura
Trias
Perm
Karbon
Devon
Silur
Ordovik
Kembri
2
65
135
190
225
270
345
395
430
500
570
Kembriyəqədər
4600

Şəkil 30

tükənmə prosesi gedir və tektonosferanın kökü formalaşır. Qitə qabığı da böyüməkdə davam edir, lakin bu sürətin daimi azalması gedir, baxmayaraq ki, mantiya tərəfdən qitələrin yuyulma məhsullarının dərəcəsi məlum deyil. Yerdə, baxmayaraq ki, radiogen istilik ötürülməsi azalmalıdır, bu heç də tektonik fəallığın azalması üçün vacib deyildir. Ən intensiv üstəgəlmə tektonikasının və yüksək təzyiqli metamorfizmin ən yaxşı nəzərə çarpan bəzi təzahürləri son 100 mln. ildə inkişaf tapan proseslərlə (Alp-Himalay zonasında) bağlıdır. Bunun səbəbləri hələ tam öyrənilməmişdir. Güman ki, plitələri hərəkətə gətirən qüvvələr dəyişmişdir (bax: plitələri hərəkətə gətirə bilən qüvvələr). Məsələn, hazırda plitələrin və onların kənar zonalarının sayı azdır və ola bilsin ki, onlar subduksiya zonalarında mantiya tərəfdən nisbətən zəif müqavimətə rast gəlirlər.

Nə vaxtsa, qabaqcadan xəbər verməyən uzun dövrdən sonra Yer təki labüd olaraq o dərəcəyə qədər soyuyacaqdır ki, konveksiya, qitələrin, müvafiq olaraq, dağəmələgəlmə, vulkan püskürmələri, zəlzələlər və digər proseslər tədricən zəifləyərək kəsiləcəkdir. O zaman eroziya prosesi relyefi nivelirləyəcək və yer səthi su ilə örtüləcəkdir. Biosferin və atmosferin təkamülü bu zaman kəsilməlidirmi?

Alimlər belə hesab edirlər ki, bu təkamül az güman ki, dayana bilsin, baxmayaraq ki, yeni şəraitin əmələ gəlməsi üçün köklü dəyişikliklər baş verməlidir.

II FƏSİL

FAYDALI QAZINTILAR VƏ ONLARIN İNKİŞAF TARİXİ

2.1. Ümumi anlayışlar

Faydalı qazıntı yataqlarının təlimi dağ-mədən işlərinin tələbatından irəli gələn geoloji elmlər sırasındandır. Filizlərin əmələgəlmə şəraitini aydınlaşdırmaq üçün bir çox amilləri nəzərə almaq lazımdır. Bu səbəbdən faydalı qazıntı elminin əsas müddəalarını aydınlaşdırarkən nəinki mineralogiyanın, petroqrafiyanın, geokimyanın, tektonikanın və digər geoloji fənlərin, habelə riyaziyyatın, fizikanın və kimyanın da son nailiyyətlərindən istifadə edilir. Başqa sözlə, faydalı qazıntı yataqları təliminin inkişafı bu elmlərin inkişafı ilə sıx əlaqədardır.

Təbii şəraitdə əmələ gələn və xalq təsərrüfatında istifadə edilə bilən metallara və ya minerallara *faydalı qazıntılar* deyilir.

Müxtəlif proseslər nəticəsində yer qabığının səciyyəvi geoloji strukturunda əmələ kələn və keyfiyyətcə sənayenin tələbatına cavab verən bir və ya bir neçə filiz kütləsindən ibarət olan mineral toplusuna *faydalı qazıntı yatağı* deyilir.

Filiz kütləsi – süxurlar içərisində faydalı qazıntının (filizin) ayrılmış şəkildə toplanmasıdır.

Filiz təzahürü – yer qabığında istismar üçün kifayət etməyən miqdarda toplanmış və lazımi dərəcədə öyrənilməmiş faydalı qazıntı toplusudur.

Filiz (ingiliscə – *ores,* fransızca – *minerais*, almanca – *erze*) elə bir mineral aqreqatına deyilir ki, ondan xalq təsərrüfatında istifadə etmək üçün bir və ya bir neçə metalın, yaxud mineralın çıxarılması texnoloji cəhətdən mümkün, iqtisadi çəhətdən isə əlverişli olsun. Ümumiyyətlə, «filiz» termini təkcə metallik faydalı qazıntılara deyil, bəzi qeyri-metal faydalı qazıntılarına da aid edilir. Məsələn, asbest, kükürd, fosfor, qrafit filizləri və s.

Sənayedə tətbiqinə görə faydalı qazıntı yataqları filiz (metallik), qeyri-filiz (qeyri-metal), yanar (kaustobiolitlər) və hidromineral qruplara ayrılır (cədvəl 2). Öz növbəsində filiz yataqları qara, yüngül, əlvan,

Cədvəl 2

Faydalı qazıntı yataqlarının sistemləşdirilməsi

Faydalı qazıntıların qrupları	Yataqlar	Xammal	Faydalı qazıntılar
Metal	Elementlər	Filiz	*Qara metallar*: Fe, Ti, Cr, Mn; *yüngül metallar*: Al, Li, Br, Mg; *əlvan metallar*: Cu, Zn, Pb, Sb, Ni; *nadir və az tapılan metallar*: W, Mo, Sn, Co, Hg, Bi, Zr, Cs, Nb, Ta; *nəcib metallar*: Au, Ag, Pt, Os, İr; *radioaktiv metallar*: U, Ra, Th; *səpələnmiş elementlər*: Sc, Ga, Ge, Rb, Cd, İn, Hf, Re, Tc, Ac, Sc; *nadir torpaq elementləri*: La, Ce, Pr, Nb, Pm, Sm, Eu, Gb, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu
Qeyri-metal	Minerallar	Metallurji və istiliyi keçirməyən	*Flyuslar*: əridici şpat, kalsit və dolomit, çöl şpatı və kvars, nefelin; *odadavamlı və istiliyi keçirməyənlər*: qrafit, xromit, xrizotil-asbest, vermikulit, talk və talk daşı, maqnezit, kvarsit, boksit; *yüksək odadavamlılar*: andaluzit, sillimanit, kianit (disten), diaspor, dyumortyerit
		Kimyəvi	Halolitlər (duzlar), sərbəst kükürd, kükürd kolçedanı, arsenopirit, realqar, auripiqment, flüorit, barit, viterit, alunit, selestin, stronsianit, kalsit, araqonit, mumiyə
		Aqronomik	Apatitlər, fosforitlər, kalium duzları, selitralar, boratlar, datolit, qlaukonit
	Kristallar	Texniki	*Dielektriklər*: muskovit, floqopit; *abrazivlər*: almaz, korund, topaz, qranatlar, kvars
		Qiymətli daşlar	Almaz, zümrüd, akvamarin, aleksandrit, rubin, sapfir, şpinel, topaz, ametist və b.
		Pyezooptik	*Pyezokristallar*: pyezokvars, turmalin; *optik minerallar*: optik flüorit, islandiya şpatı, optik kvars
	Amorf və gizli krsitallik maddələr	Yarıqiymətli və əlvan daşlar	Aqatlar, opallar, obsidian, xalsedon, yaşma, rodonit (orlets), malaxit, lazurit, nefrit (və jadeit), aqalmatolit, selenit, anhidrit, kəhraba
	Süxurlar	Tikinti materialları	*Tikinti daşları*: divar, taxtapuş, yol, yontalanmamış; *üzlük daşları*: mərmərlər, qranitlər, labrodoritlər və b.; *turşuya davamlı daşlar*: andezitlər, felzitlər və b., *daş tökmə xammalı*: diabazlar, bazaltlar və b.; *büzücü materiallar*: mergel, əhəngdaşı, gil, gips; *doldurucular*: çınqıl, qum və b., *hidravlik əlavələr*: traslar, pemza, diatomitlər, trepellər, menilit şistləri və b.; *mineral rənglər*: təbaşir, oxra və b.
		Şüşə-keramika	Şüşə qumları, peqmatitlər, gillər və kaolinlər, löss və gilcələr
		Sülb yanacaq - kimya	*Hummitlər*: torf, liqnit, qonur kömür, daş kömür, antrasit; *yarısapropelitlər*: qaqat, yarıboqxed; *sapropelitlər*: boqxed, yanar şistlər, asfaltit, antraksolit, ozokerit
Hidro- və qaz mineral		Yanacaq-kimya	Ağır neft, naftenli; yüngül neft, parafinli; yanar qaz
	Məhlullar və qazlar	Sular	*Şirin*: içməli və texniki məqsədli; *balneoloji mineral*: karbon turşulu, hidrogen sulfidli, radioaktiv və b.; bulaqların duzlu suları; Br, I, B, Ra-lu və b. neftli sular.
		Şorabalar	Göl şorabaları, minerallı palçıqlar və lillər
		Qazlar	Yanmayan, inert: He, Ne, Ar, Kr və b.

nadir, radioaktiv, nəcib metallara, nəhayət, səpələnmiş və nadir torpaq elementləri yataqlarına bölünür. Qeyri-filiz yataqları içərisində kimyəvi, aqronomik, metallurji, texniki və tikinti mineral xammal yataqları ayrılır. Yanar faydalı qazıntı yataqlarına neft, yanar qazlar, kömür, yanar şist və torf yataqları aid edilir. Hidromineral yataqlar yeraltı içməli, texniki və balneoloji (mineraloji) sulara və tərkibində qiymətli elementlər (brom, yod, bor, radium) saxlayan neft sularına ayrılır.

Yer təkindəki mineral xammalın miqdarına onun *ehtiyatı* deyilir, mineral xammalın keyfiyyəti isə onun tərkibində saxlanılan *faydalı komponentlərin* miqdarı ilə müəyyən edilir. Bəzi faydalı qazıntı növlərinin sənaye qiymətini təyin etmək üçün faydalı komponentlərlə yanaşı mineral xammalda iştirak edən zərərli komponentlərin də miqdarını müəyyən etmək lazım gəlir. Zərərli komponentlər filizlərin zənginləşdirilməsinə və istifadəsinə mənfi təsir göstərir. Faydalı qazıntı yatağını istismar etmək məqsədilə mineral xammalın minimum ehtiyatını, faydalı komponentlərin miqdarını, nəhayət, *zərərli komponentlərin* istismara xələl gətirməyən miqdarını müəyyən etmək lazımdır. Bu, *sənaye kondisiyası* adlanır. Kondisiya müvəqqəti kateqoriyadır. O, sənayenin mineral xammala olan tələbatından, xammal bazasının ölkə üzrə ehtiyatından və bu kimi səbəblərdən asılı olaraq dəyişə bilər. Kondisiya sənaye üçün əlverişli ola bilən ən kiçik göstəricidir. Ümumiyyətlə, mineral xammalın qiyməti artdıqca yatağın ehtiyatına və qiymətli komponentlərin miqdarına olan sənaye kondisiyası minimumu tələbatı azalır. Bununla belə, o həmişə qiymətli elementlərin süxurlarda qeyd edilən orta miqdarından (klarkından) artıq olmalıdır. Məsələn, qurğuşun üçün sənaye kondisiyası minimumu – 600, molibden və uran üçün 200-250, mis və qızıl üçün 100, dəmir üçün 8-10 dəfə klarkdan artıq olur. Kondisiya göstəricilərinə əsasən kəşfiyyat zamanı yataqları sənaye əhəmiyyətli və hazırda sənaye əhəmiyyəti olmayan qruplara bölürlər.

Dərslikdə müxtəlif mineral xammalların sənaye tipləri təsvir edildiyindən, bu məfhumun da mənasını ayırd edək. Filiz və qeyri-filiz yataqları bir çox proseslər nəticəsində əmələ gəlir, lakin onların heç də hamısı sənaye tipli yataq təşkil etmir. Misin 15-dən artıq genetik tipli yataqları məlum olduğu halda, sənaye əhəmiyyətlisi 4-5-dir. Dəmirin oksid, karbonat və sulfid birləşmələri 30-dan artıq genetik tipdə konsentrasiyalar təşkil edir, sənaye tipli yataqları isə bir neçədir. Yatağın sənaye qiymətini onun ölçüləri, ehtiyatın konsentrasi-

yası və mineral xammalın keyfiyyəti təyin edir. Ölçülərinə görə yataqlar unikal, iri, orta, xırda və çox xırda olur. Faydalı qazıntının konsentrasiyası yataq sahəsinin vahid ölçüsünə düşən ehtiyatla və ya yataqların işlənməsi zamanı vahid dərinləşdirməyə düşən ehtiyatla ölçülür. Mineral xammalın keyfiyyətinə görə filizlər zəngin, adi, kasıb və çox kasıb olur. Beləliklə, «sənaye tip» məfhumunu təyin edən faktor bu və ya digər genetik tip yataqlardan çıxarılan filizin nisbi miqdarıdır. V.M.Kreyterə (1960) görə, bu göstərici xammalın dünya üzrə çıxarılan həcminin ən azı 1%-ni təşkil etməlidir. Hazırda bu amilin dəqiqləşdirilməsi tələb olunur.

2.2. Faydalı qazıntılar elminin qısa inkişaf tarixi

Faydalı qazıntılar elminin yaranma tarixi keçən əsrin birinci yarısından başlamışdır. Filizlərin öyrənilməsinə gəldikdə isə hələ çox qədim zamanlardan əcdadlarımız bu işlə məşğul olmuşlar. Qədim keçmişdə süxurların və filizlərin məişətdə tətbiq olunması da bunu göstərir. İbtidai insanların işlətdikləri ilk faydalı qazıntılar çaxmaq daşı, kvars, hornblend, kvarsit, əhəng daşı, duz və s. olmuşdur; hasil edilən ilk metallardan biri isə (eramızdan 12 min il əvvəl) qızıldır. Bürünc əsrində (eramızdan 4-1 min il əvvəl) misin qalayla, qurğuşunla və sürmə ilə əmələ gətirdikləri ərintiləri almaq mümkün olur və bu metalların istismarına başlanılır. Dəmir əsrində bu metalı dəmir meteoritlərindən, sonra isə dəmir filizlərindən hasil etməyə başlayırlar.

Keçmiş İttifaq ərazisində faydalı qazıntı yataqları qədim zamanlardan istismar edilib. Belə ki, Zaqafqaziyada eramızdan 3-2 min il əvvəl mis filizi, Şərqi Qazaxıstanda eramızdan 1,5 min il əvvəl qızıl və mis filizləri çıxarılmağa başlanmışdır və s. Arxeoloji məlumatlara görə eramızdan 3-2 min il əvvəl Qərbi Sibir, Cənubi Ural, Orta Asiya ərazilərində də faydalı qazıntılar (qızıl, gümüş, mis, qalay, civə) çıxarılırmış.

Qərbi Avropa ölkələrində geoloji tədqiqatların inkişafı əsasən Georgi Bauerin (Aqrikola) (1494-1555) adı ilə bağlıdır. O, hesab edirdi ki, filiz damarları mineralların yeraltı sulardan ayrılaraq çatlarda çəkməsi nəticəsində yaranmışdır. Aqrikola ilk dəfə olaraq yataqların formasına görə təsnifatını vermiş, mürəkkəb və sadə damarlar ayırmışdır. Ondan təxminən yüz il sonra yaşamış digər görkəmli alim fransız Rene Dekart (1596-1650) tamamilə başqa fikir söyləyir və fi-

lizdaşıyan damarların əmələ gəlməsini yerin dərinliklərindən qalxan buxar və eksqalyasiyalarla əlaqələndirir. Mineralların və habelə filiz damarlarının əmələ gəlməsində söylənilən bu iki bir-birinə tam zidd fikir sonralar böyüyərək neptunistlərin plutonistlərin böyük elmi mübahisəsinə çevrilir (XVIII əsrin axırı XIX əsrin əvvəli). Bu isə öz növbəsində faydalı qazıntılar elminin inkişafına ciddi təkan vermişdir. Plutonistlərin ilhamçısı şotlandiyalı Çeyms Hetton (1726-1797) «Teoriya zemli» (1788) kitabında filiz damarlarının formalaşmasında suyun rolunu bütünlüklə inkar edərək göstərirdi ki, damarlar yerin daxili prosesləri ilə əlaqədardır və «yeraltı alovun və ya hərarətin» törətdiyi silisiumlu və kükürdlü maqmatik ərintidən əmələ gəlmişdir.

Neptunistlərin görkəmli xadimi Frayberq akademiyasının professoru Avraam Qotlob Verner (1749-1817) «Novaya teoriya obrazovaniya jil» (1791) kitabında Hettonun fikrindən fərqli olaraq göstərirdi ki, faydalı qazıntı yataqları öz başlanğıclarını okeanlardan alan və yer səthindən çatlarla aşağısüzülən sular hesabına əmələ gəlmişdir.

Maraqlı cəhət orasındadır ki, neptunistlərin və plutonistlərin fikirlərindən xeyli əvvəl, hələ XVIII əsrin ortalarında M.V.Lomonosov damarların əmələ gəlməsi haqqında mütərəqqi fikir söyləmiş və onların istər ərimiş maqmatik kütlələrin yer qabığına soxulması nəticəsində, istərsə də səth suları hesabına formalaşmasını göstərmişdir. Sonralar (XIX əsrin ortaları) L. Eli de Bomon bu fikri inkişaf etdirərək hidrotermal nəzəriyyəni irəli sürür.

Beləliklə, artıq XIX əsrin ortalarında filizlərin müxtəlif genezisə malik ola bilməsi fikri irəli sürülür. Eyni zamanda plutonistlər və neptunistlər arasında davam edən elmi mübahisə yeni hipotezlərin irəli sürülməsinə səbəb olur. Onların içərisində Q. Bişof və F. Zandberger tərəfindən irəli sürülən «lateral-sekresion» hipotezi göstərmək lazımdır. F. Zandbergerin 1882-ci ildə çap etdirdiyi «Novaya teoriya proisxojdeniya jil» əsərində bu hipotezin əsas müddəaları verilir və göstərilir ki, istər damar mineralları (kvars, kalsit, barit və s.) və istərsə də filiz mineralları, yan süxurlardan yuvenil və atmosfer suları vasitəsilə yuyularaq çatlarda çökdürülür.

Faydalı qazıntı yataqları elminin inkişafında 1724-cü ildə yaranmış Rusiya Elmlər Akademiyasının böyük rolu olmuşdur.

M.V.Lomonosovun 1742-ci ildə yazdığı «Pervıe osnovaniya metallurgii ili rudnıx del» (1763) kitabında mineralogiyaya metallurgiyanın əsas hissələrindən biri kimi baxılır. «Mineral» məfhumu təkcə

mineralları deyil, filiz və süxurları da əhatə edirdi. Bu kitabda olduğu kimi, digər əsərlərində də («Slovo o rojdenii metallov ot tryasenii Zemli» (1757), «O sloyax zemnıx» (1750) və s.) M.V. Lomonosov faydalı qazıntılar elminin nəzəri əsasları haqqında maraqlı fikirlər söyləmişdir. M.V. Lomonosovun geologiya elminə böyük xidməti bir də ondan ibarətdir ki, o ilk dəfə olaraq filiz damarlarını əmələ gətirən mineralların təbii assosiasiyalarda qruplaşmasını göstərmişdir.

Rusiyada faydalı qazıntı yataqları elminin inkişafında V.M. Severginin, D.İ.Sokolovun, V.İ.Vernadskinin, A.P.Karpinskinin, Y.S.Fyodorovun, V.V.Nikitinin, K.İ.Boqdanoviçin, N.K.Vısotskinin, V.A. Obruçevin, İ.V.Muşketovun, F.N.Çernışovun, V.İ.Smirnovun və digər tədqiqatçıların da böyük rolu olmuşdur.

Xüsusən V.A. Obruçevin (1926) Sibirin köklü və səpinti qızıl yataqlarını, A.Y. Fersmanın (1926) Monqol-Oxot nadir metal zolağını əhatə edən tədqiqatları təcrübədə böyük əhəmiyyət daşımağa başlayır. A.Y. Fersmanın Kola yarımadasındakı elmi axtarışları da iri mineral xammal (apatit) mənbəyinin aşkar edilməsilə nəticələnir.

1922-ci ildən Uralın faydalı qazıntı yataqlarını öyrənməyə başlayan A.N. Zavaritski 1924-cü ildə Bokal dəmir yatağını, 1925-ci ildə isə Ural platin əyalətini müəyyən edir, eyni vaxtda P.İ. Preobrajenski isə Solikamsk kalium və maqnezium duzu yatağını açır.

Təxminən 30-cu illərdən başlayaraq A.Q. Betextinin və P.M. Tatarinovun rəhbərliyi altında Uralın və Zaqafqaziyanın ultraəsasi süxur massivlərinin xromitliliyi öyrənilir.

1927-ci ildən S.S. Smirnov və V.M. Kreyter Şərqi Zabaykalın qurğuşun-sink yataqlarını öyrənməyə başlayırlar. M.A.Usov və onun tələbələri Qərbi Sibirin kolçedan və qızıl yataqlarını tədqiq edir. D.İ. Şerbakovun təşkil etdiyi Tacik-Pamir ekspedisiyası isə Cənubi Fərqanədə bir qrup sürmə-civə yataqlarını aşkar edir.

Y.A. Bilibin (1955, 1961) geosinklinal zonaların inkişafı boyu endogen filizləşmənin ilk təkamül sxemini təklif etmişdir. O, göstərmişdir ki, endogen filiz yataqları müxtəlif maqmatik komplekslərlə sıxı əlaqədardır.

Keçmiş İttifaqın geoloqları tərəfindən faydalı qazıntı yataqlarının təlimi sahəsində də nəzəri tədqiqatlar aparılmışdır. Filizəmələgəlmə prosesinin nəzəri əsaslarını öyrənən İttifaq alimləri bu sahədə xaricdə aparılan işləri, xüsusən Foqtun, Niqlinin, Lindqrenin, Qreytonun, Emmansın, Poşepnının tədqiqatlarını hərtərəfli təhlil edir və bir sıra

əhəmiyyətli fikirlər söyləyirlər.

S.S.Smirnov, V.Emmansın təklif etdiyi «batolit konsepsiyasını» əsaslı surətdə tənqid edir və göstərir ki, hidrotermlərin maqmadan ayrılaraq yer qabığının yuxarı horizontlarına qalxması pulsasiyalarla baş verir. S.S.Smirnov «hidrotermal məhlulların təbiəti və onlarda ağır metalların daşınması» kimi mübahisəli bir məsələdə qərb alimlərinin (Boydell, Qarrels və b.) fikirlərindən fərqli olaraq sübut edir ki, postmaqmatik prosesin ilk mərhələlərində ağır metalların kolloid məhlullarla daşınması mümkün deyildir.

Filizəmələgəlmə prosesi ilə əlaqədar olan nəzəri işlər içərisində D.S. Korjinskinin metasomatik proseslərə həsr edilmiş tədqiqatlarını xüsusən qeyd etmək lazımdır.

Filizəmələgəlmə sahəsində A.Q. Betextinin nəzəri tədqiqatları da böyük rol oynamışdır. Mineralların paragenetik assosiasiyalarının zaman və məkan daxilində qanunauyğun əvəz edilməsini müəyyən edən alim, filizləşmə prosesində oksigen və kükürd rejiminin təsirini aydınlaşdırmış və filizlərdə mineralların paragenetik münasibətlərini öyrənmişdir.

Faydalı qazıntılar təliminin və metallogenik tədqiqatların inkişafında V.İ.Smirnovun da rolu böyükdür. Onun nəşr etdirdiyi əsərlər bir çox xarici dillərə tərcümə edilmişdir. Alim geosinklinal zonaların metallogenik təsnifatını vermiş və politsiklik geosinklinalların metallogenik xüsusiyyətlərini aşkar etmişdir.

Azərbaycanda faydalı qazıntı yataqlarının yerləşmə qanunauyğunluqlarının öyrənilməsində və metallogenik tədqiqatların aparılmasında Ş.Ə.Əzizbəyovun, M.Ə.Qaşqayın, İ.N.Sitkovskinin, A.N.Solovkinin, Ə.Ş. Şıxəlibəylinin, S.M. Süleymanovun, H.H. Kərimovun, H.X.Əfəndiyevin, R.N. Abdullayevin, Ə.D. Kərimovun, S.Ə.Bəktaşinin, V.İ.Əliyevin və b. böyük rolu olmuşdur.

Bütün bunlar və bir çox başqa tədqiqatlar faydalı qazıntı yataqlarının təlimi sahəsində ölkəmizin ön mövqedə olmasını təmin etmişdir.

III FƏSİL

FAYDALI QAZINTI YATAQLARININ QURULUŞU VƏ TƏRKİBİ

3.1. Faydalı qazıntı kütlələrinin morfologiyası

Faydalı qazıntı kütlələri təbiətdə çox müxtəlif formalarda rast gəlinir. Geoloji-kəşfiyyat işlərinin təcrübəsi göstərir ki, faydalı qazıntı kütlələrinin morfologiyası yataqların əmələ gəldiyi konkret struktur-geoloji şəraitdən xeyli asılıdır. Yan süxurlara olan qarşılıqlı münasibətinə görə iki qrup yataqlar ayrılır:

1. Singenetik, yəni filizləri yerləşdirən süxurlarla az və ya çox dərəcədə eyni zamanda əmələ gələn (bəzi xüsusi maqmatik, çökmə və metamorfik);

2. Epigenetik, yəni filizləri yerləşdirən yan süxurlardan sonra əmələ gələn (kəsən damar tipli kütlələr, metasomatik filiz kütlələri və s).

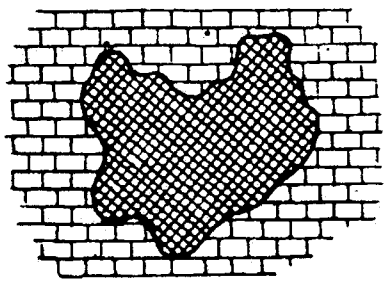
Hər bir faydalı qazıntı kütləsi fəzada üç istiqamətdə ölçülür. Bu xüsusiyyətə görə izometrik, yastı və bir istiqamətdə uzanmış kütlələr ayrılır.

İzometrik faydalı qazıntı kütlələrinin ölçüləri fəzada hər üç istiqamətdə təxminən eynidir. Bura ştoklar, ştokverklər və yuvalar aiddir.

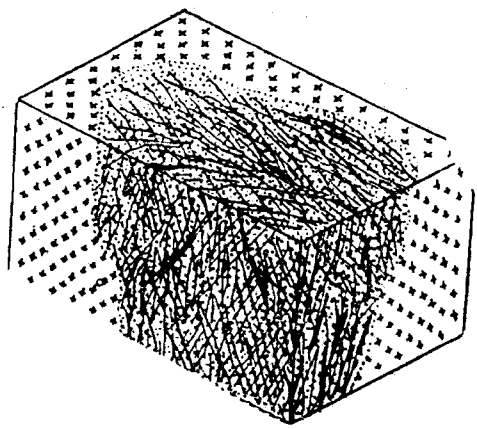
Ştok az və ya çox miqdarda massiv, yaxud demək olar ki, massiv mineral xammaldan təşkil olunmuş faydalı qazıntı kütləsidir. Ştokların en kəsim ölçüləri (hər üç istiqamətdə) 10 m və daha artıq olur. Məsələn, daş duz ştoklarını, hidrotermal metasomatik yolla əmələ gəlmiş filiz kütlələrini və s. göstərmək olar (şəkil 31). Ştoklar singenetik, çökmə və xüsusi maqmatik, bəzi hallarda isə epigenetik proseslər nəticəsində əmələ gələn yataqlarda qeyd olunur.

Ştokverk bir-birini kəsən xeyli miqdarda xırda filiz damarcıqlarından və onları müşayiət edən filiz minerallarının möhtəvilərindən təşkil olunmuşdur. Bu cür damarcıq-möhtəvi tip filizləşmənin ümumi forması izometrikə yaxındır. Ştokverklərdə sənaye əhəmiyyətli filizlərin sərhədi sınaqlanmanın nəticəsinə görə müəyyən edilir. Bəzən

filiz kütləsi kimi damarcıq-möhtəvi tip filizləşmə ilə yarılan ştokverk daxilindəki bütün süxur kütləsi çıxış edir. Ştokverklər əksər hidrotermal mənşəli qalay, qızıl, molibden, mis, asbest yataqları üçün və s. səciyyəvidir (şəkil 32).

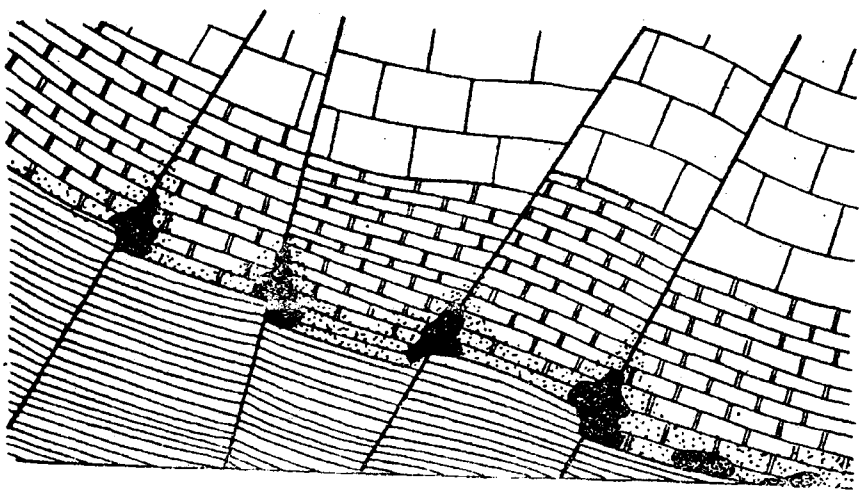


Şəkil 31. Ştok (plan))



Şəkil 32. Ştokverk

Yuva hər üç istiqamətdə 10 m-dən artıq ölçüyə malik olmayan faydalı qazıntı kütləsidir. O, bəzi qızıl, qurğuşun-sink, xromit, civə və bu kimi yataqların filiz kütlələri üçün xasdır (şəkil 33).

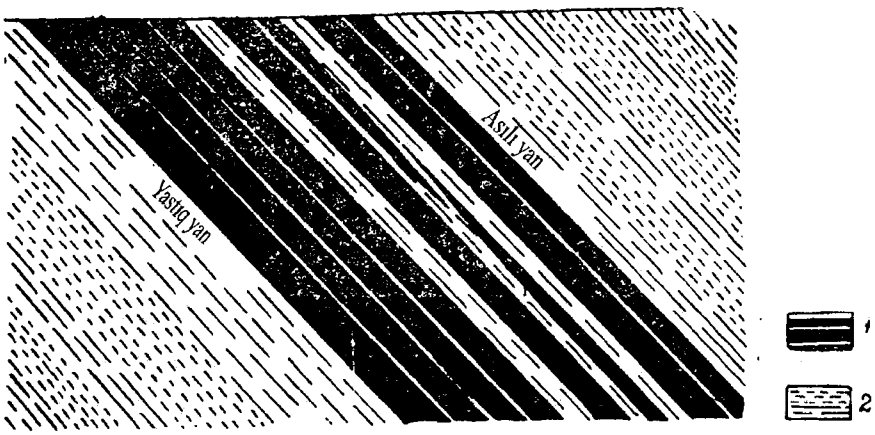


Şəkil 33. Minerallaşmış süxurda filiz yuvaları

Yastı faydalı qazıntı kütlələri iki istiqamətdə (uzunluq və en) böyük, bir istiqamətdə (qalınlıq) isə kiçik ölçülərə malik olur. Bura

laylar və damarlar aiddir.

Laylar çökmə mənşəli faydalı qazıntı kütlələri olub yan süxurlardan laylanma səthləri ilə ayrılır (şəkil 34). Layların uzunluğu çox böyükdür. Məsələn, Donetsk hövzəsinin kömür laylarının uzunluğu bir neçə on km-ə çatır. Laylar düşmələri üzrə də böyük məsafələrə izlənir. Cənubi Afrikadakı məşhur Vitvatersrand qızıl yatağında laylar 3 km dərinliyə qədər istismar edilir. Layların qalınlığı müxtəlifdir. Yuxarıda göstərdiyimiz Donetsk hövzəsinin kömür laylarının qalınlığı 0,45-2,5 m (orta hesabla 0,7 m) təşkil etdiyi halda, Solikamsk (Ural) duz yatağı layının qalınlığı 500 m-ə çatır.



Şəkil 34. Faydalı qazıntı layının quruluşu (kəsilişdə):
1-*faydalı qazıntı layı dəstəsi*; 2-*süxur laycıqları*

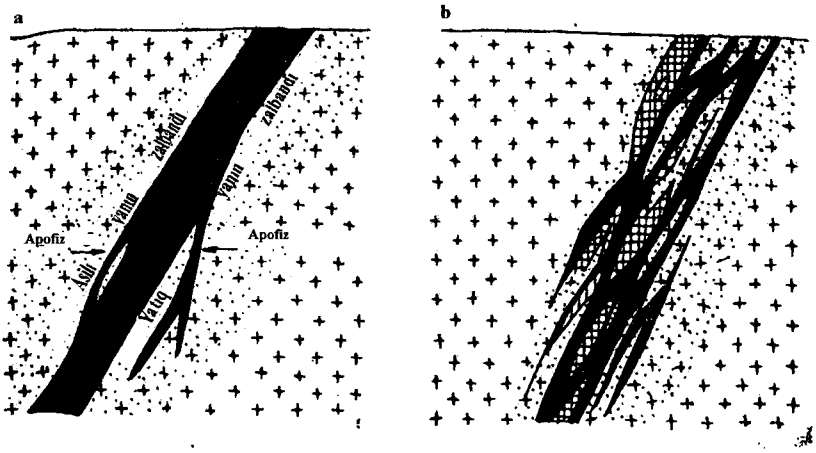
Çox nazik laylar istismar edilmir. Bu səbəbdən faydalı qazıntı layının qalınlığının sənaye əhəmiyyətli olub-olmamasını müəyyən etməkdən ötrü təcrübədə «işlək» qalınlığı deyilən qalınlıq nəzərə alınır. Bu elə minimal qalınlıqdır ki, o həddən başlayaraq layı istismar etmək məqsədəuyğun hesab edilir. Kömür yataqları üçün işlək qalınlığı 0,1-1 m arasında dəyişir.

Laylar sadə və mürəkkəb quruluşlu olur. Sadə laylarda layın dabanından tavanına kimi yalnız eyni tərkibə malik olan mineral xammal müşahidə olunur. Mürəkkəb laylarda isə faydalı qazıntı kütləsi bir-birini əvəz edən ayrı-ayrı filiz və qeyri-filiz laycıqlarından təşkil olunur. Adətən, belə hallarda *məhsuldar lay dəstəsi* ayrılır. Axırıncı az qalınlıqlı bir neçə faydalı qazıntı layından ibarət ola bilər. Müxtəlif

yataqlar üçün məhsuldar lay dəstəsinə daxil olan laycıqların sayı müxtəlifdir. Moskvaaltı kömür hövzəsində iki, Donbasda 100-ə yaxın, Yuxarı Sileziya kömür hövzəsində isə 140 lay ayrılır.

Layaoxşar kütlələrin uzunluqları və eni laylara nisbətən kiçikdir, yalnız onların qalınlıqları bir qədər böyük olur. Bu tip faydalı qazıntı kütlələri, adətən, metasomatik yolla formalaşdıqlarından kontakt-metasomatik (skarn) və hidrotermal-metasomatik yataqlar üçün daha səciyyəvidir. Aşınma qalıq yataqlarında (kaolin, boksit, dəmir filizləri) da layaoxşar formalı kütlələr təsadüf edir.

Damarlar filizli məhlullarla gətirilən mineral maddələrinin süxurlardakı çatları doldurmaları nəticəsində əmələ gəlir (şəkil 35). Damarların ölçüləri çox müxtəlifdir. Ümumiyyətlə, damarlar onlarla və yüzlərlə metrlərə uzanır. Lakin elə damarlar da vardır ki, onlar kilometrlərlə məsafəyə uzanır. Məsələn, Kaliforniyadakı Ana damarın uzunluğu 200 km-ə çatır.



Şəkil 35. Damarlar: *a*-sadə; b-mürəkkəb.
Nöqtələrlə damaryanı dəyişilmiş süxurlar göstərilmişdir

Düşmələri üzrə damarlar tez pazlaşırlar. Tək-tək hallarda onlar kilometrdən də artıq dərinliyə davam edir. Belə ki, Sadon yatağının qurğuşun-sink damarı 1,5 km, Hindistandakı Kolar yatağının qızıldaşıyan kvars damarları isə 3,2 km dərinliyə izlənir.

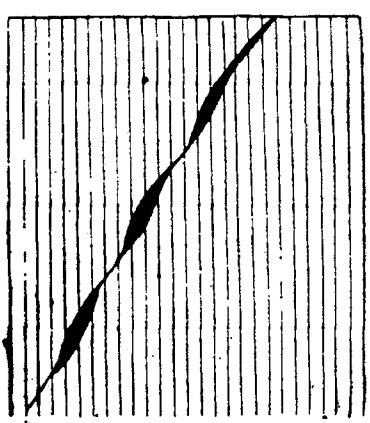
Dərinə getdikcə damarlar qalınlıqlarını azaldır və tədricən yox dərəcəsinə çatır. Adətən, belə hallarda damar incə minerallaşmış keçirici ilə əvəz edilir. Eyni xüsusiyyət damarların uzanması istiqamətində də müşahidə edilir. Lakin bu zaman pazlaşma bir qədər mürəkkəb xüsu-

siyyət daşıyır və damar bir neçə ayrı-ayrı damarlara şaxələnir.

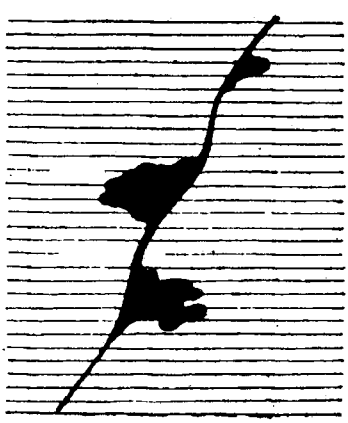
Damarın qalınlığı istər onun uzanması, istərsə də düşməsi üzrə tez-tez dəyişir, o gah sıxılır, gah da genişlənərək şişmələr əmələ gətirir. Ümumiyyətlə, isə damarın qalınlığı onun digər iki parametrindən xeyli kiçik olur və bir neçə sm-dən bir neçə metrə, bəzi hallarda bir neçə on metrə qədər çatır.

Daxili quruluşlarına görə sadə və mürəkkəb damarlar olur. Sadə damarlar tək-tək minerallaşmış çatlardır. Mürəkkəb damarlar isə birbirilə kəsişən çatlardan, doğranma və şistləşmə zonalarından təşkil olunur. Onlara *damar* və ya *filiz zonaları* da deyilir.

Morfoloji cəhətdən təsbehşəkilli, kameralı, yəhər formalı, «at quyruqlu», pilləli və şaxələnən damarlara rast gəlinir. Təsbehşəkilli damarlar sıxılmalarla və genişlənmələrlə səciyyələnir (şəkil 36). Kameralı damarlar daha böyük şişmələrlə fərqlənir (şəkil 37). Yəhər formalı damarlarda filizli hidrotermlər öz faydalı yüklərini qırışıqların şarnir hissələrindəki boşluqlarda azad edir (şəkil 38). Filizli məhlullarla dolmuş bir neçə iri çatın çoxlu miqdarda xırda filiz daşıyan çatlara şaxələnməsi nəticəsində «at quyruğu»na oxşar damar sistemləri yaranır (şəkil 39).

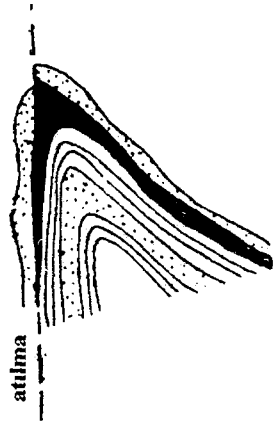


Şəkil 36. Təsbehşəkilli damar

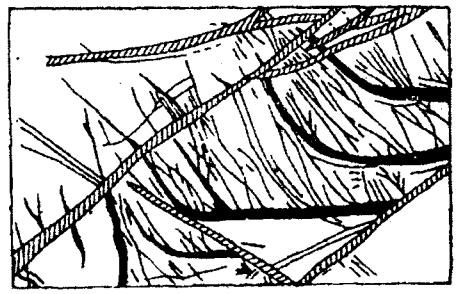


Şəkil 37. Kameralı damar

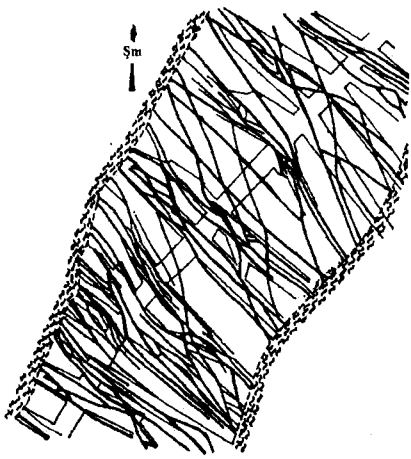
Pilləşəkilli damarlar nisbətən plastik çöküntülər içərisində yerləşmiş kövrək süxurların laylarının və daykalarının en kəsim istiqamətli çatlarla parçalanaraq mineral maddəsilə dolması nəticəsində əmələ gəlir (şəkil 40). Şaxələnən damarlar əsas çatdan şaxələnən çatların faydalı qazıntı maddəsi ilə dolması nəticəsində yaranır (şəkil 41).



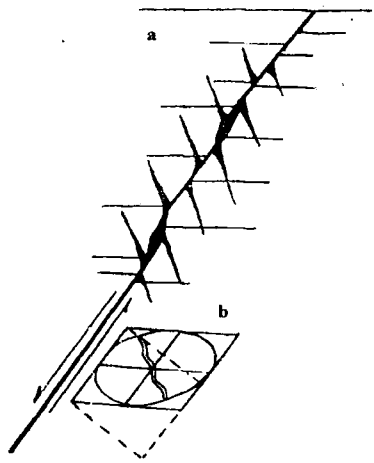
Şəkil 38. Yəhər formalı kvars damarı (Bendiqo yatağı, Avstraliya)



Şəkil 39. «At quyruğu» formalı damar sistemi



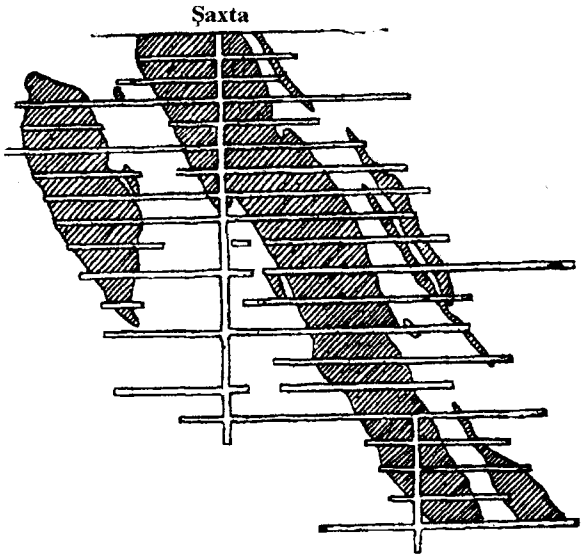
Şəkil 40. Pilləşəkilli damar



Şəkil 41. Lələkli damar (a) və damarın səthdən dibə qədər olan hissəsi üzrə (b) textonik yerdəyişmə sxemi, paralelepipedin və deformasiya ellipsinin vəziyyətini göstərməklə

Damarlar şaquli, üfüqi və maili yata bilir; 45^0-dən artıq bucaq altında yatmış damarlar *sərt düşmüş damarlardır;* 45°-dən az bucaq altında yatmış damarlar isə *hamar yatmış damarlar* adlanır. Maili yatmış damar üzərində yerləşən süxurlar *asılı*, *yan* damarın altında yerləşən süxurlar isə *yatıq yan* adını almışdır. Damar səthinin yan süxurlarla təmasına *zalband* deyilir, damarlardan yan süxurlara doğru ayrılan xırda damarcıqlar isə apofiz adlanır (bax: şəkil 35). Faydalı kom-

ponentlər damar daxilində qeyri-bərabər toplanırsa, komponentlərlə zəngin və kasıb olan sahələrin bir-birini əvəz etməsi baş verir. Damar daxilində müşahidə edilən bu cür zəngin sahələr *filiz sütunları* adlanır (şəkil 42).



Şəkil 42. Damar səthində filiz sütunları

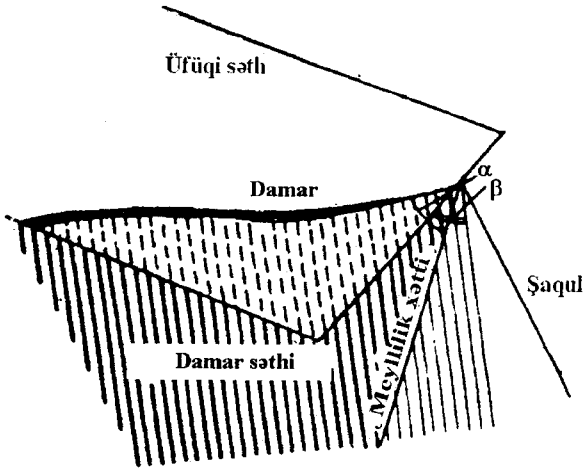
Damarın ölçüsünü və yatma şəraitini müəyyən edən əsas geoloji elementlər aşağıdakılardır: uzanma istiqaməti, uzanma istiqaməti boyu uzunluq, düşmə (yatma) istiqaməti, düşmə istiqaməti üzrə uzunluq, yatma bucağı, meyillilik və qalınlıq (şəkil 43).

Linzalar və linzaya oxşar kütlələr morfoloji cəhətdən izometrik və yastı formalı filiz kütlələri arasında keçid təşkil edir. Linzalar və «mərci» adını almış kiçik kütlələr çökmə və maqmatik mənşəli əksər singenetik yataqlar üçün xasdır (şəkil 44).

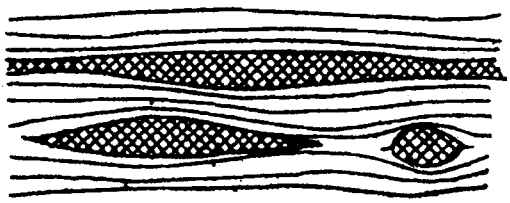
Bir istiqamətdə uzanmış faydalı qazıntı kütlələrinin uzunluqları çox, eni və qalınlıqları isə xeyli az olur. Borular, boruyaoxşar kütlələr bu müqabildən olan faydalı qazıntı kütləleridir. Bu cür kütlələrin en kəsimi izometrik, ellips və ya linzayaoxşar olur (şəkil 45). Almazdaşıyan kimberlit boruları bu tip üçün ən səciyyəvi misal hesab edilə bilər. Boruların en kəsim ölçüləri on-yüz metrə çatır, dərinliyə isə onlar şaquli istiqamətdə bir neçə kilometrlərə qədər izlənir.

Yuxarıda göstərilən sadə formalı faydalı qazıntı kütlələri ilə yanaşı bəzən mürəkkəb formalı kütlələrə də rast gəlinir. Onlar yuxarıda

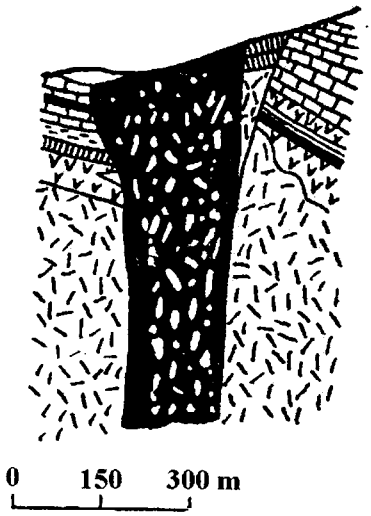
qeyd etdiyimiz üç morfoloji tip faydalı qazıntı kütlələrinin müxtəlif kombinasiyalarından təşkil olunub.



Şəkil 43. Damarın pazlaşma nöqtəsində yatım elementləri:
α-*düşmə bucağı*; β-*meyl bucağı*



Şəkil 44. Linza və «Mərci»

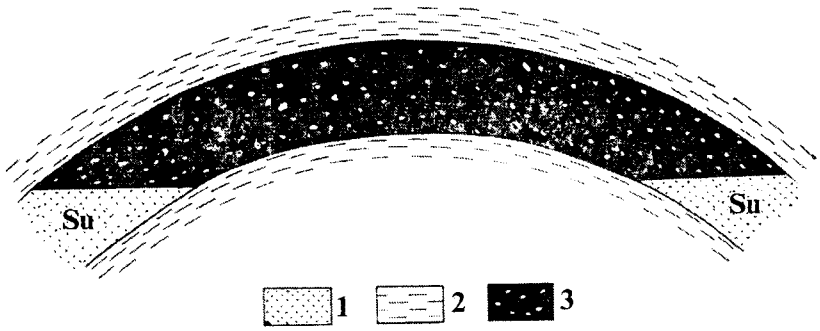


Şəkil 45. Almaz daşıyan kimberlit borusu

Duru və qazaoxşar faydalı qazıntı (neft, su, yanar qaz) yataqları içərisində morfoloji əlamətlərinə görə lay, massiv və linzaşəkilli kütlələr ayırmaq olar.

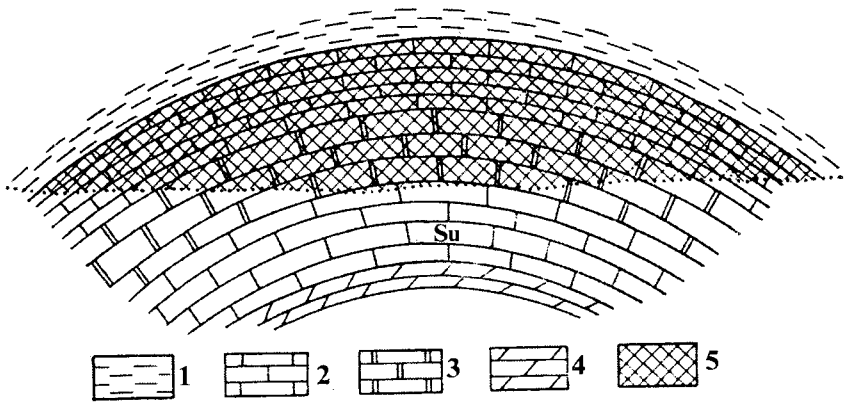
Duru və qazaoxşar faydalı qazıntıların lay şəkilli kütlələri bu və ya digər dərəcədə tektonik dislokasilaşmaya məruz qalmış su keçir-

məyən və yaxud zəif məsaməli laylar içərisində yerləşmiş məsaməli süxur layında – kollektorda yerləşir (şəkil 46). Bu cür faydalı qazıntı kütlələr adətən çox iri ölçülü olub, uzanması üzrə uzunluğu onu yerləşdirən kollektor – layın uzunluğuna uyğun gəlir və uzunluğu 80 km-ə, eni 70 km-ə çatır.



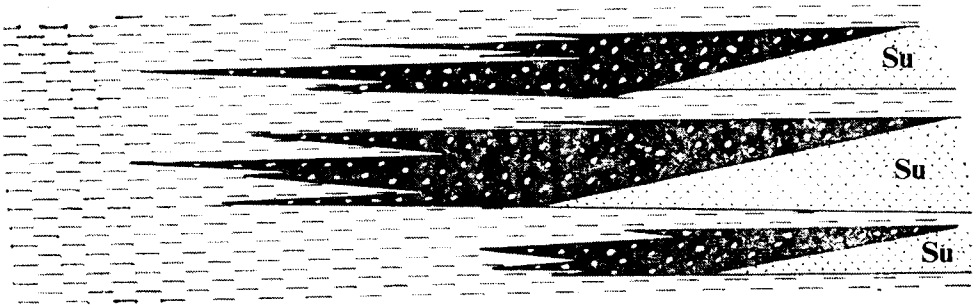
Şəkil 46. Struktur günbəzdə neft və ya qaz layı (İ.Broda görə):
1-qumlar; 2-gillər; 3-neftli qumlar

Massiv faydalı qazıntı kütlələri məsaməli süxurların (struktur, erozion, rif) çıxıntısında toplanan və pis məsaməli çöküntülərlə örtülmüş məhlul və ya qazlardır (şəkil 47). Ölçülərinə görə onlar istər kiçik, istərsə də xeyli böyük olub 50 m^3-ə (Açaluki-Qarabulaq) və hətta bir neçə yüz km^3-ə çatırlar (Məcid Süleyman, İran; Kirkuk, İraq; Abkaik, Səudiyyə Ərəbistanı və s.).



Şəkil 47. Struktur çıxıntıda massiv neft və ya qaz kütləsi (İ.Broda görə):
1-gillər; 2-əhəngdaşları; 3-dolomitlər; 4-mergellər; 5-neft və ya qaz

Linzaşəkilli kütlələr hər tərəfdən məsaməli olmayan süxurlarla təcrid olunan lokal məsaməli və çatlı süxur zonaları ilə əlaqədardır (şəkil 48).



Şəkil 48. Kəsən qum laylarında neft və qazın linzaşəkilli kütlələri (İ.Broda görə): *Şərti işarələr*: bax şəkil 46-ya

3.2. Faydalı qazıntı kütlələrinin mineraloji tərkibi

Faydalı qazıntı kütlələrini təşkil edən mineral aqreqatları bir qayda olaraq filiz və qeyri-filiz minerallarından təşkil olunur (cədvəl 3). Filiz mineralları qiymətli elementlər kimi sənayedə işlənilir. Onlarla yanaşı iştirak edən qeyri-filiz və ya damar mineralları isə sənaye əhəmiyyəti daşımadıqlarından tullantıya gedir. Filiz mineralları (xalkopirit, kinovar, kobaltin və s.) o minerallara deyilir ki, onlardan bu və ya başqa metal alınsın, yaxud özlərindən faydalı qazıntı kimi istifadə edilsin (almaz, asbest, mika və s.)

Qarşılıqlı munasibətindən asılı olaraq filiz və qeyri-filiz minerallarını massiv (xalis) və möhtəvi filizlərə ayırırlar. *Massiv filizlərin* tərkibində filiz mineralları 80%-dən artıq olur. Göstərilən rəqəmdən aşağı miqdarda filiz mineralları saxlayan faydalı qazıntı kütlələri *möhtəvi filizlər* adlanır. O da sıx möhtəvi (50-80% filiz mineralları), orta möhtəvi (30-50%) və kasıb möhtəvi (30%-dən az) filizlərə ayrılır. Dəmir, manqan, xrom, mis, qurğuşun, sink, qrafit və s. massiv filizlər əmələ gətirir. Əksərən əlvan, nadir və nəcib metallar üçün möhtəvi filizlər səciyyəvidir.

Tərkibcə filizlər sadə və mürəkkəb (kompleks) olur. Sadə filizlərdən yalnız bir faydalı komponent (xrom, dəmir, manqan, asbest və s.) çıxarılır. Kompleks filizlərdən isə eyni zamanda bir neçə faydalı

Cədvəl 3

Başlıca sənaye əhəmiyyətli minerallarda metalların miqdarı

Element	Mineral	Formul	Metalın (elementin) miqdarı, %		Sıxlığı, q/sm³
			nəzəri	analizlərin nəticələrinə görə	
1	2	3	4	5	6
Dəmir	Maqnetit	$FeFe_2O_4$	72,35		5,2
	Hematit	Fe_2O_3	70,0		5,2
	Qonur dəmir filizi	$HFeO_2 \cdot nH_2O$	48,0-63,0	28,5-37,3	4,0-ə qədər
	Siderit	$Fe[CO_3]$	48,21		3,0-3,8
	Şamozit	$Fe_4^{2+} Al[AlSi_3O_{10}](OH)_6 \times nH_2O$			3-3,4
	İlmenit	$FeTiO_3$	36,8		4,5
Manqan	Pirolüzit	MnO_3	63,2	55,0-63,0	4,7-5,0
	Manqanit	$MnOOH$	62,5	50,0-62,0	4,2-4,3
	Psilomelan	$BaMn^{2-}Mn_9^{4+} O_{20} \cdot 3H_2O$		40,0-60,0	4,4-4,7
	Braunit	Mn_2O_3	69,6	60,0-69,0	4,7-5,0
	Qausmanit	$MnMn_2O_4$	72,0	65,0-72,0	4,7-4,9
	Rodoxrozit	$Mn[CO_3]$	47,8	40-45	3,5-3,7
	Rodonit	$(Mn, Ca)_5Si_5O_{15}$	41,9	33,0-40,0	3,4-3,75
Xrom	Xromit	$FeCr_2O_4$	46,4	12,0-45,0	4,0-4,8
Titan	Rutil	TiO_2	60,0		4,2
	İlmenit	$FeTiO_3$	31,6		4,7
Vanadium	Patronit	VS_4	28,4	28,0-39,0	
	Dekluazit	$Pb(Zn, Cu)[VO_4](OH)$	11,6	9,8-13,7	6,0
	Vanadinit	$Pb_5[VO_4]_3Cl$	10,8		6,7-7,2
	Karnotit	$K_2(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$		11,3-12,8	7,0
	Roskoelit	V-saxlayan muskovit $KV_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$		4,38-16,1	2,9-3,0
	Vanadium saxlayan titanomaqnetit			0,1-0,4	
Alüminium	Diaspor	$HAlO_2$	47,2		3,3-3,5
	Bömit	$AlOOH$	47,2		3,0
	Hidrargillit (gibbsit)	$Al(OH)_3$	36,2		2,35
	Nefelin	$KNa_3[AlSiO_4]_4$	18,9		2,6
	Leysit	$K[AlSi_2O_6]$	13,0		2,4-2,5
	Alunit	$KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$	20,5		2,6-2,8
	Kaolinit	$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	22,0-ə qədər		2,6
	Sillimanit	$Al[AlSiO_5]$	35,0		3,2
Maqnium	Maqnezit	$Mg[SO_3]$	28,8		3,0
	Dolomit	$CaMg[SO_3]_2$	13,2		2,9
	Karnallit	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	8,7		1,6
	Kizerit	$Mg[SO_4] \cdot H_2O$	17,6		2,6
	Bişofit	$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	12,0		1,6
	Olivin	$Mg_2[SiO_4]$	34,4		3,3
Nikel	Nikelin	$NiAs$	34,22	40,6-44,98	8,0
	Xloantit	$NiAs_{3-2}$			6,2-7,2
	Pentlandit	$(Fe, Ni)_9S_8$		10,0-40,0	4,5-5,0
	Qarniyerit	$(Ni, Mg_4)[Si_4O_{10}](OH)_4 \cdot 4H_2O$		4,3-36,1	2,3-2,8
	Revdinskit	$(Ni, Mg)_6[Si_4O_{10}](OH)_8$		5,0-30,0	2,5-3,2

Cədvəl 3-ün ardı

1	2	3	4	5	6
Kobalt	Şmaltin	$CoAs_{3-2}$	28,23	13,8-24,1	6,4-6,8
	Safflorit	$CoAs_3$	28,23	6,7-23,4	7,2-7,4
	Kobaltin	(Co, Fe)AsS	35,4	26,0-34,0	6,0-6,5
	Kobalt kolçedanı	$(Co, Ni)_3S_4$	57,96	40,0-53,0	4,8-5,8
	Kobaltsaxlayan pirit			13,9-a qədər	
	Asbolan, kobaltsaxlayan psilomelan			3,15-27,0	2,0-4,0
	Heterogenit	CoOOH	63,6	50,0-60,0-a qədər	2,0-4,0
Mis	Sərbəst mis	Cu	100,0		8,5-9,0
	Xalkozin	Cu_2S	79,8	79,67	5,5-5,8
	Kovellin	CuS	66,5	66,43	4,6-4,7
	Xalkopirit	$CuFeS_2$	34,6		4,2
	Bornit	Cu_5FeS_4	63,3-ə qədər		4,9-5,5
	Enargit	Cu_3AsS_4	48,3		4,4-4,5
	Tetraedrit	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	45,77	23,0-45,0	4,4-5,4
	Tennantit	$Cu_{12}As_4S_{13}$	51,57	30,0-53,0	
	Burnonit	$PbCuSbS_3$	13,0	12,0-15,12	5,8
Oksidləşmə zonası	Kuprit	Cu_2O	88,8		5,8-6,15
	Malaxit	$Cu_2[CO_3](OH)_2$	57,5		4,0
	Azurit	$Cu_3[CO_3]_2(OH)_2$	55,3		3,8
	Xrizokolla	$CuSiO_3 \cdot nH_2O$	40,4		2,0-2,3
	Broşantit	$Cu_4[SO_4](OH)_6$	56,2		3,8-3,9
Qurğuşun	Qalenit	PbS	86,6	82,0-86,6	7,5
	Burnonit	$PbCuSbS_3$	42,5	40,2-43,85	5,8
	Bulanjerit	$Pb_5Sb_4S_{11}$	55,4	54,7-55,6	6,2
	Cemsonit	$Pb_4FeSb_6S_{14}$	40,16	39,0-40,0	5,6
Oksidləşmə zonası	Serussit	$Pb[CO_3]$	77,55		6,5
	Anqlezit	$Pb[SO_4]$	68,3		6,1-6,4
	Piromorfit	$Pb_5[PO_4]_3Cl$	76,88		6,7-7,1
Sink	Sfalerit	ZnS	67,1	43,6-67	3,5-4,2
	Franklinit	$(Zn, Mn)\ Fe_2O_4$		7,0-20,5	5,0-5,2
Oksidləşmə zonası	Smitsonit	$Zn[CO_3]$	52,1		4,1-2,5
	Villemit	$Zn[SiO_4]$	58,6		3,9-4,2
	Kalamin (qalmey)	$Zn_4[Si_2O_7]\ [OH]_2 \cdot H_2O$	54,3		3,4-8,5
Qalay	Kassiterit	SnO_2	78,7	69,0-78,0	6,8-7,1
	Stannin	Cu_2FeSnS_4	27,6	25,3-27,8	4,3-4,5
	Silindrit	$Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$	24,8	25,38	5,5
	Tillit	$PbSnS_2$	30,51	30,02-43,4	5,4
Volfram	Volframit	$(Fe, Mn)\ [WO_4]$	60,5		6,7-7,5
	Ferberit	$Fe[WO_4]$	60,5		7,5
	Qübnerit	$Mn[WO_4]$	60,7		7,1
	Şeyelit	$Ca[WO_4]$	63,8		6,0
Molibden	Molibdenit	MoS_2	60,0		4,7-4,8
Oksidləşmə zonası	Vulfenit	$Pb[MoO_4]$	26,1		6,3-7,0
	Povellit	$Ca[MoO_4]$	48,0		4,2-4,5

Cədvəl 3-ün ardı

1	2	3	4	5	6
Bismut	Sərbəst bismut	Bi	100,0	95,0-99,0	9,8
	Bismutin	Bi_2S_3	81,3	72,9-82,3	6,5
	Bismutit	$Bi_2[CO_3]O_2$	87,0		7,0-7,4
Sürmə	Antimonit	Sb_2S_3	71,4	70,2-71,5	4,5-4,6
	Bertyerit	$FeSb_2S_4$	29,2		4,5-4,6
	Tetraedrit	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$	25,7	15,0-3,0-ə qədər	4,4-5,4
	Bulanjerit	$Pb_5Sb_4S_{11}$	35,39	25,4-25,7	6,2
	Cemsonit	$Pb_4FeSb_6S_{14}$		32,0-34,7	5,6
Oksidləşmə zonası	Kermezit, Sürmənin oksidləri və hidroksidləri	Sb_2S_2O		75,0-ə qədər	4,6
Civə	Kinovar	HgS	86,2	17,0-ə qədər	8-8,2
	Tutqun civə filizi (şvatsit)	$(Cu, Hg)_{12}Sb_4S_{13}$			5,0
Mərgümüş	Arsenopirit	FeAsS	46,0	39,4-48,7	5,9-6,2
	Lellingit	$FeAs_2$	72,8	66,69-70,09	7,0-7,4
	Realqar	AsS	70,1	69,5-70,0	3,4-3,6
	Auripiqment	As_2S_3	61,0	57,67-60,87	3,4-3,5
	Tennantit	$Cu_{12}As_4S_{13}$	20,0-ə qədər	9,0-20,0	4,4-5,4
	Skorodit	$Fe[AsO_4]_2H_2O$	30,0		3,1-3,3
Qızıl*	Sərbəst qızıl	(Au, Ag)		80,0-98,0	15,0-19,0
	Elektrum	(Ag, Au)		50,0-80,0	12,0-15,0
	Kalaverit	$AuTe_2$	43,7	41,3-42,8	9,0
	Silvanit	$AuAgTe_4$	24,2	25,4-29,8	8,0
	Nagiagit	$Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8(?)}$		6,0-13,0	6,8-7,5
Gümüş**	Sərbəst gümüş	Ag	100,0	96,78-98,45	10,0
	Arqentit	Ag_2S	87,0	77,58-86,71	7,0
	Prustit	Ag_3AsS_3	65,4	64,5-65,37	5,6
	Pirargirit	Ag_3SbS_3	59,8	59,8	5,8
	Stefanit	Ag_5SbS_4	68,3	67,8-68,6	6,2
	Polibazit	$(Ag, Cu)_{18}Sb_2S_{11}$	75,5	64,3-71,0	6,0
	Pirsent	$(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$	78,4	51,17-72,43	6,1
Oksidləşmə zonası	Kerargirit	AgCl	75,0		5,5-5,6
Platin qrupu	Poliksen	(Pt, Fe)	Pt 80,0-88,0	59,9-87,2	15,0
	İridiumlu platin	(İr, Pt, Fe)	İr 7,0-ə qədər		19,0
	Palladiumlu platin	(Pd, Pt, Fe)	Pd 7,0-40,0		
	Rodiumlu platin	(Rh, Pt, Fe)	Rh 6,8-ə qədər		
	Platinli iridium	(İr, Pt)	İr 90,0-a qədər	19,64-55,44	
	Osmit	(Os, İr)	Os 80,0-ə qədər		

*Göstərilənlərdən başqa, qızılın başlıca filizəmələgətirən minerallarına qızılsaxlayan pirit, arsenopirit, antimonit və b. aiddir.

**Gümüş başlıca olaraq qalenitdən, tutğun filizlərdən, xalkozindən və piritdən çıxarılır; bu minerallarda gümüşün miqdarı müxtəlifdir.

Cədvəl 3-ün ardı

1	2	3	4	5	6
	Palladium	Pd			11,0-12,0
	Nevyanskit	(İr, Os)	47,0-77,0		17,0-21,0
	Sısertskit	(Os, İr)			
	Ruteniumlu nevyanskit	(İr, Os, Ru)	Ru 0,5-ə qədər		17,0-20,0
	Sperrilit	$PtAs_2$	Pt 56,6	52,57-56,4	10,5
	Kuperit	PtS	Pt 86, 89	82,2-85,6	9,4
Uran	Uran qarası	UO_2	33,3	76,7-ə qədər	9,5
	Karnotit	$K_{12}(UO_2)_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$	52,7	54,6	4,5
	Uranofan	$Ca(H_3O)_2[UO_{12}SiO_4]_2 \cdot 3H_2O$	55,6	52,4-55,7	3,8-3,9
	Brannerit	$(U, Ca, Fe, Y, Th)(Ti, Fe)_2O_6$		7,5-27,5	4,5-5,4
Torium	Torit	$Th[SiO_4]$	71,7		4,6
	Monasit	$(Ce, Th, La)[PO_4]$		2,02-24,1	
Litium	Spodumen	$LiAl[Si_2O_6]$	3,73	1,34-3,43	3,1-3,2
	Ambliqonit	$LiAl[PO_4]$ (F, OH)	4,7	3,3-4,67	3,0
	Trifilin	$LiFe[PO_4]$	4,4		3,5
	Litiofilit	$LiMn[PO_4]$	4,4		3,5
	Lepidolit	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	3,5-3,69		
	Sinvaldit	$KLiFeAl[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$	2,61-2,76-ə qədər	1,58-1,60	2,9-3,1
	Petalit	$Li[AlSi_4O_{10}]$	2,2		2,4
Berillium	Beril	$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	5,07		2,7
	Bertrandit	$Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	56,95		2,6
	Xrizoberill	$BeAl_2O_4$	7,15		3,7
	Qelvin	$(Mn, Fe)_8[BeSiO_4]_6S_2$		2,8-5,4	3,1-3,4
Tantal	Tantalit	$(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$		43,0-68,0	6,5-8,2
	Ferqyusonit	$Y(Nb, Ta)O_4$		1,6-22,0	4,3-6,2
	Loparit	$(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$		1,0-ə qədər	4,7-4,9
	Piroxlor	$(Na,Ca)_2(Nb,Ta,Ti)_2O_6(OH,F)$		77,0-ə qədər	
Niobium	Kolumbit	$(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$		22,0-54,5	5,3-7,3
	Ferqyusonit	$Y(Nb, Ta)O_4$		20,0-32,0	4,3-6,2
	Loparit	$(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_3$		8,0-ə qədər	4,7-4,9
	Piroxlor	$(Na,Ca)_2(Nb,Ta,Ti)_2O_6(F, OH)$		44,0-ə qədər	4-4,4
Zirkonium	Zirkon	$Zr[SiO_4]$	49,7		4,5
	Baddeleit	ZrO_2		70,0-ə qədər	4,9-5,4
	Evdialit	$(Na, Ca)_6Zr[Si_6O_{17}](OH, Cl)$		11,0-ə qədər	2,8-3,0
Rubidium	Karnallit	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$		0,015-0,037	
	Lepidolit	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$		1,19-3,46	
Sezium	Lepidolit	$KLi_{1,5}Al_{1,5}[AlSi_3O_{10}](F, OH)_2$		0,075-0,68	2,8-2,9
	Pollusit	$(Cs, Na)[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$	42,8		2,9
Serium və digər nadir torpaqlar	Monasit	$(Ce, La)[PO_4]$	59,7	17,0-35,0	4,9-5,5
	Ksenotim	$Y[PO_4]$		63,0-ə qədər	4,5-4,6
	Loparit	$(Na, Ce, Ca)(Nb, Ti)O_5$		34,0-ə qədər	4,7-4,9
	Ortit	$(Ca, Ce)_2(Fe^{2-} \cdot Fe^{3-} \cdot Al) \times \times Al_2[SiO_4][Si_2O_7]O(OH)$		23,0-ə qədər	4,1
	Parizit	$Ca(Ce, La\ldots)_2[CO_3]_3F_2$		48,0-53,0	4,3
	Bastnezit	$(Ce, La, Pr)[CO_3]F$		65,4	4,5-5,2
İttrium	Qadolinit	$Y_2Fe\ Be_2Si_2O_{10}$	38,0		4,5
	Samarskit	$(Y, Er)_4[(Nb, Ta)_2O_7]_3$	20,0-28,4	1,6-11,7	6,0

Cədvəl 3-ün ardı

1	2	3	4	5	6
Kadmium	Sfalerit	ZnS (bu birləşmədə qatışıq halında)		0,05-3,2	3,5-4,2
	Smitsonit	$ZnCO_3$ (bu birləşmədə qatışıq halında)		0,02-0,8	4,1-4,5
İndium	Sfalerit	ZnS (bu birləşmədə qatışıq halında)		İzlər	
Qallium	Germanit	$Cu_3(Fe, Ge, Ga)S_4$		0,8-1,99	4,3
	Sfalerit	ZnS (bu birləşmədə qatışıq halında)		İzlər	
Germanium	Germanit	$Cu_3(Fe, Ge, Ga)S_4$		6,2-10,19	4,3
	Renyerit	$(Cu, Fe)_3(Fe, Ge)S_4$		6,0-7,75	4,3-4,5
Selen	Pirit	FeS_2 (bu birləşmədə qatışıq halında)		İzlər	
	Qalenit	PbS (bu birləşmədə qatışıq halında)		1,23-ə qədər	
	Müxtəlif selenidlər				
Tellur	Kalaverit	$AuTe_2$	56,4	56,9-57,87	9,0-9,4
	Silvanit	$AuAgTe_4$	62,6	60,4-62,4	7,9-8,3
	Naqiagit	$Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$ (?)		18,0-30,0	6,8-7,5
	Petsit	Ag_3AuTe_2	32,87	33,0-34,9	8,7-9,0
	Gessit	Ag_2Te	37,1	36,1-37,1	8,2-8,9
	Altait	PbTe	38,0	36,8-38,5	8,1-8,2
Renium	Molibdenit	MoS_2 (bu birləşmədə qatışıq halında)		Re 0,33-ə qədər	
Tallium	Pirit	FeS_2 (bu birləşmədə qatışıq halında)		0,1-1,0-ə qədər	
	Vrbait	$TlAs_2SbS_5$	32,16	29,52	5,3
Natrium	Daş duz	NaCl	39,3		2,2
Kalium	Silvin	KCl	52,4		2,0
	Karnallit	$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	14,1		1,6
	Leysit	$K[AlSi_2O_6]$	18,0		2,45
	Kainit	$KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	15,7		2,1
Bor	Tinkal (bura)	$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	11,4		1,7
	Uleksit	$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$	13,4		1,7
	Hidroborasit	$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$	15,4		2,2
	Aşarit	$Mg[BO_2](OH)$	12,9		2,6
	Kotoit	$Mg_3[BO_3]_2$	11,4		3,1
	Lüdvigit	$(Mg, Fe)_2Fe[BO_3]O_2$	5,0-ə qədər		4,0
	Datolit	$Ca_2[B_2Si_2O_8](OH)_2$	6,8		2,9-3,0
Barium	Barit	$Ba[SO_4]$	58,0		4,3
	Viterit	$Ba[SO_3]$	69,5		4,5
Fosfor	Apatit	$Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$	41,0-42,3	5,0-35,0	3,2
	Fosforit	Apatit, podolit və hidroksilapatit və b.-nın qarışığı			
Kükürd	Sərbəst kükürd	S	100,0		2,0
	Pirit	FeS_2	53,4	50,7-53,3	5,2
	Pirrotin	$Fe_{1-x}S$	36,5	38,2-39,5	4,6
	Gips	$Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$	23,2		2,3
Flor	Flüorit	CaF_2	48,8		3,2
Stronsium	Stronsianit	$Sr[CO_3]$	59,3		3,7
	Selestin	$Sr[CO_4]$	47,7		3,9

komponent çıxarıla bilər (polimetal filizlərindən – qurğuşun, sink, mis, qızıl, gümüş, kadmium və i. a., sulfid mis-nikel filizlərindən – nikel, mis, platinoidlər, qızıl, kobalt və s. çıxarılır). Sadə tərkibli filizlər monometal, kompleks filizlər isə polimetal (çoxmetallı) adını daşıyır.

Filizlərdə əsas komponentlərlə yanaşı az miqdarda elementlər – qatışıqlar da iştirak edir. Onlar filizlərdən əsas faydalı komponentlərlə yanaşı çıxarılır. Elementlər – qatışıqlar filizlərdə özlərinin sərbəst minerallarını əmələ gətirə bilir, çox zaman isə onlar əsas minerallarda izomorf qatışıqlar şəklində iştirak edir. Məsələn, molibdenitdə ronium, sfaleritdə kadmium, sirkonda hafnium elementlər – qatışıqlardır.

Filizlərin tərkibində iştirak edən bəzi komponentlər (civə, mərgümüş, fosfor, kükürd və s.) zərərli qatışıqlar hesab edilir. Məsələn, dəmirin kükürdlü və mərgümüşlü birləşmələrinin (pirit, arsenopirit və s.) tərkibində dəmirin faizlə miqdarının çox olmasına baxmayaraq onlar dəmir filizi kimi əhəmiyyət daşımır. Çünki kükürd və mərgümüş filizlərin keyfiyyətini ciddi surətdə aşağı salır. Bu səbəbdən hər bir filiz növü üçün zərərli komponentlərin kənar həddi nəzərə alınır. Bu həddən yuxarı miqdarda zərərli komponent saxlayan filizlərin istismarı texnoloji cəhətdən məqsədəuyğun hesab edilmir.

Əksinə, filizlərdə bir sıra komponentlər faydalı qatışıqlar hesab edilir. Yenə də dəmir filizlərinə müraciət etmiş olsaq, göstərməliyik ki, onlar üçün manqan, nikel, vanadium, titan, kobalt və xrom faydalı qatışıqlardır. Bütün bu metallar hasil edilən dəmir məhsullarının (xüsusən poladın) keyfiyyətini xeyli yaxşılaşdırır.

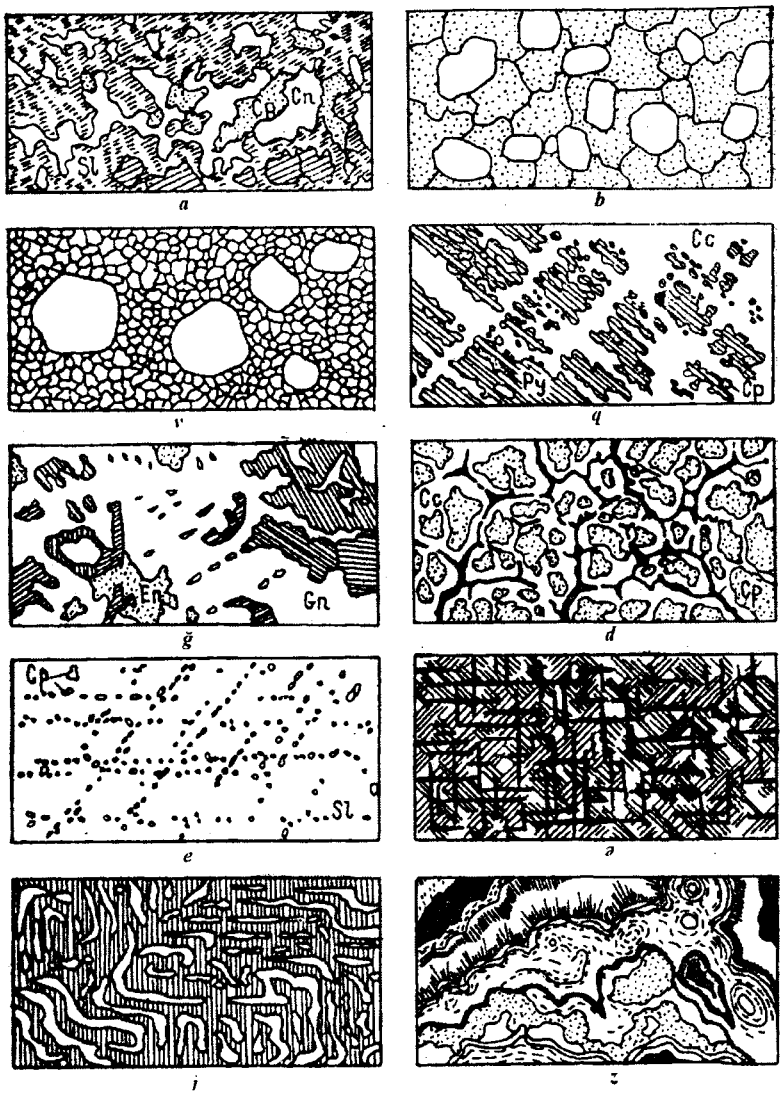
Əmələgəlmə şəraitindən asılı olaraq hipogen və supergen (hipergen) minerallar olur. Hipogen minerallar yer daxilində, hipergen minerallar isə yer səthində və yaxud səth yaxınlığında baş verən proseslərlə əlaqədardır.

3.3. Faydalı qazıntı kütlələrinin strukturu və teksturu

Filiz aqreqatlarını təşkil edən minerallarn ölçüləri və bitişmə xüsusiyyətləri müxtəlif olduğundan filizlər də müxtəlif quruluşa malik olur. Mineral aqreqatlarının quruluşunu filizlərin strukturunu və teksturasını öyrənməklə müəyyən edirlər.

Filizlərin strukturu ayrı-ayrı mineral dənələrinin forması, ölçüsü, bitişmə xüsusiyyətləri ilə müəyyən olunaraq (şəkil 49) makrostruktur

və mikrostruktura ayrılır. Makrostruktur iri dənəli mineral aqreqatlarının vizual yolla təyin edilməsi nəticəsində müəyyənləşdirilir. Mikrostruktur xırda dənəli mineral aqreqatlarının mikroskopla təyin olunması yolu ilə ayrılır. Filizlərin strukturunu müəyyən etməklə mineral dənələrinin kristallaşma şəraitini və əmələgəlmə ardıcıllığını bərpa etmək



Şəkil 49. Filizlərin bəzi struktur tipləri

a-dənəvər, b-hipidiomorfdənəvi, v-porfir şəkilli, q-doğranmış əvəzetmə, ğ-skelet əvəzetmə, d-ilgəkvari əvəzetmə, e-sülb məhlulların emulsion parçalanması, ə-sülb məhlulların şəbəkə şəkilli parçalanması, j-sülb məhlulların qrafiki parçalanması, z-kollomorf. Sl, Gn və b. mineralların simvolları

mümkündür. Filizlərin strukturunu 13 əsas qrupa bölürlər: bərabərdənəli, qeyri-bərabərdənəli, laylı, lifli, zonal, kristalloqrafik-oriyentirləşmiş, sıx bitişmiş, haşiyəvi, əvəzetmə, əzilmə, kollomorf, sferolit və qırıntı. Hər qrup daxilində müxtəlif növlər ayrılır. Məsələn, bərabərdənəli struktura malik olan filiz kütləsində mineral aqreqatları bərabər ölçülüdür və nisbətən izometrik formalı dənələrdən təşkil olunur. Bu qrupda mineralların çökərək kristallaşması nəticəsində yaranan strukturlar (hipidiomorfdənəvi, allotriamorfdənəvi, panidiamorfdənəvi, sideronit və s.) və habelə, təkrar kristallaşma nəticəsində əmələ gələn strukturlar (qranoblast, qomeoblast) ayrılır.

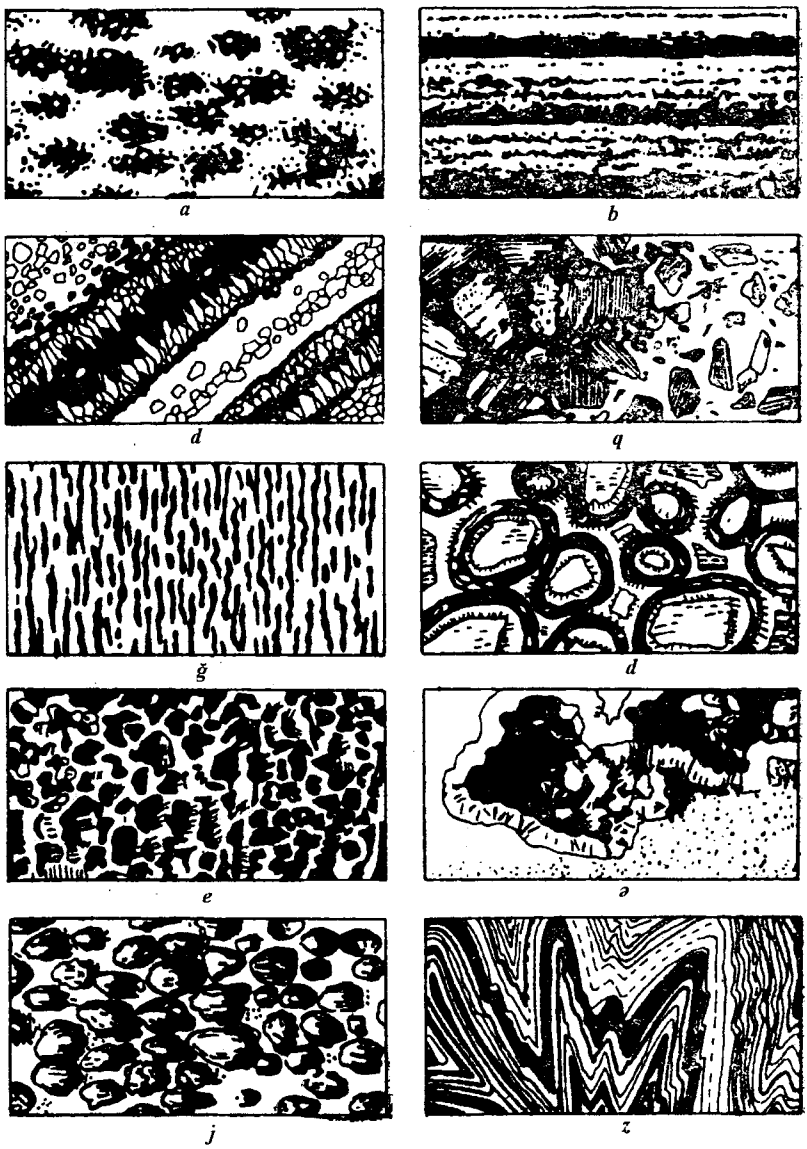
Filizlərin teksturunu mineral aqreqatlarının formasını, ölçüsünü və qarşılıqlı əlaqələrini öyrənməklə müəyyən edir (şəkil 50) və meqa-, makro- və mikroteksturalara ayırırlar. Meqatekstura qazma diblərində, kernlərdə və s. yerlərdə, makrotekstura adi və cilalanmış ştuflarda, mikrotekstura isə mikroskop altında təyin edilir.

Müxtəlif mənşəli yataqları təşkil edən filizlərdə ayrı-ayrı strukturlara və teksturalara rast gəlinir. Məsələn, ilkin maqmatik almaz və xromit yataqları üçün möhtəvi teksturalar səciyyəvidir. Gec maqmatik və likvasiya tipli xromit, titan-maqnetit və sulfid mis-nikel filizlərində massiv və möhtəvi teksturalara rast gəlinir. Bəzən ləkəli (xromit, apatit və s.) və ya zolaqlı (xromit, apatit) teksturalar qeyd edilir. Eynilə, digər mənşəli yataqlarda başqa-başqa teksturalara rast gəlinir (skarn yataqlarında – taksit, tor və s., hidrotermal yataqlarda – krustifikasiya, simmetrik-zolaqlı, brekçiya, kollomorf və s., aşınma yataqlarında – məsaməli, konsentrik-zonal və s., çökmə yataqlarda – laylı, konkresiya və s., metamorfogen mənşəli yataqlarda – şistli, büzməli və s.).

Filizlərdə mineral aqreqatlarının qarşılıqlı əlaqəsini aydınlaşdırmaqla filizləşmə prosesinin etaplarını və mərhələlərini, onlar arasında baş vermiş fasilələri və maksimum filiz çökmə anını aydınlaşdırmaq mümkün olur.

Minerallaşma etapları, vahid maqmatik mənbə ilə bağlı olan və eyni bir genetik proses daxilində (maqmatik, peqmatit, hidrotermal) uzun müddət davam edən mineraltoplanma dövrləridir. Filizlər adətən bir, bəzən iki və nadir hallarda daha artıq minerallaşma etapları ilə bağlı olur. Məsələn, filiz kütlələrinin yuxarı hissələrində (səthə yaxın) hidrotermal proses nəticəsində əmələ gəlmiş mineral kütlələri ilə yanaşı, yer səthində oksidləşmə nəticəsində yaranmış minerallar da

inkişaf tapır. Başqa sözlə, burada filizlər fiziki-kimyəvi cəhətdən bir-birindən fərqlənən və böyük fasilələrdə bir-birindən təcrid edilən iki minerallaşma etapının məhsuludur.



Şəkil 50. Filizlərin bəzi tekstur tipləri:
a-ləkəli; *b*-zolaqlı; *v*-zolaqlı, daraqvarı teksturun iştirakı ilə; *q*-brekçiya; *ğ*-zolaqlı ritmik; *d*-kokard; *e*-məsaməli; *ə*-qabıq; *j*-oolit; *z*-büzmələnmiş

Minerallaşma mərhələləri vahid etap daxilində baş verir və qısa

fasilələrlə bir-birindən ayrılır. Bir mərhələ ərzində müəyyən tərkibli mineral assosiasiyaları əmələ gəlir. Mərhələlər arası baş verən fasilələr tektonik fasilələrə uyğun gəldiyindən hər yeni mərhələdə filizli çatların açılması əvvəlki filizləşmə mərhələsinin minerallarının əzilməsi və yeni növ filizli məhlulların dolması ilə nəticələnir.

Minerallaşma mərhələlərinin sayına görə yataqlar sadə (bir mərhələli) və mürəkkəb (çox mərhələli) olur. Mərhələlərin ayrılması üçün əsas iki amili nəzərə almaq lazımdır: 1. İlkin mərhələdə əmələ gəlmiş minerallarn sonrakı mərhələnin minerallarının damarları (damarcıqları) ilə ayrılması. 2. İlkin mərhələnin mineral aqreqatlarının qırıntılarının yeni mərhələnin mineralları ilə sementlənməsi. Ardıcıl minerallaşma mərhələlərinin mineral assosiasiyalarına *mineral generasiyaları* deyilir. Filizlərdə bu və ya başqa mineralın bir neçə generasiyasını ayırmaq mümkün olur. Onlar istər bir, istərsə də bir neçə ardıcıl mərhələ ərzində əmələ gələ bilər. Əmələgəlmə mənşəyi eyni olan minerallar *paragenetik mineral assosiasiyaları* əmələ gətirir.

3.4. Faydalı qazıntı yataqlarının geoloji strukturları

İxtiyari faydalı qazıntı yatağının geoloji simasını tektonik strukturlar müəyyən edir. Yataqların quruluşunun əsas tektonik elementləri *qırışıqlıq*, *parçalanma* və *çat* deformasiyalarıdır. Üç qrup strukturlar ayrılır: 1) filizləşmədən əvvəlki, 2) filizdaxili (intrafiliz) və 3) filizləşmədən sonrakı. Bu bölmədə əsas etibarilə filizləşmədən sonrakı tektonik pozulmalar müzakirə ediləcəkdir, çünki onlar çox zaman istər dərinliyə, istərsə də uzanması boyu filiz kütlələrinin ayrı-ayrı hissələrinin yerdəyişməsinə səbəb olurlar.

Ümumiyyətlə, iki növ tektonik pozulmalar fərqləndirilir: *plikativ* (qırışıqlıq) və *dizyünktiv* (parçalanma).

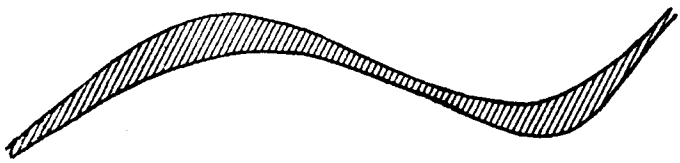
Plikativ və yaxud qırışıqlıq pozulmaları nəticəsində səth parçalanmır, lakin faydalı qazıntı kütləsi parçalanmağa məruz qalır. Qırışıqlıq əsas etibarilə köndələn (yan) və yaxud tangensial gücün təsiri nəticəsində yaranır. Bu cür qırışıqlıq, xüsusən lay formasına malik olan yataqlarda aşkar təzahür edir. Kəskin şəkildə özünü büruzə verən belə qırışıqlıq daş kömür, duz, gips, qrafit, gil yataqları üçün daha səciyyəvidir. Qırışıqlığa, həmçinin lay şəkilli formaya malik olan dəmir, manqan, boksit və digər filizlər də məruz qalırlar.

Qırışıqlıq deformasiyası zamanı faydalı qazıntı kütləsini əmələ

gətirən maddələrin fiziki xüsusiyyətləri də böyük rol oynayır.

Faydalı qazıntı layları qırışıqlıq əmələgəlmə zamanı gücçatmaz, bərk və asanlıqla şəklini dəyişən, plastik ola bilər. Birinci halda faydalı qazıntı layları qırışıqları büzüşdürərək ardıcıl qalınlığa malik olurlar, ikinci halda isə deformasiyaya məruz qalan laylar qalınlıqlarında dəyişkəndirlər.

Əgər plastik kütlələr (duz, kömür, qrafit) qırışıqlığa büzüşdürülübsə, bu zaman qırışıqlığın qübbə (tağ) hissəsində qalınlıq çoxalır, qanadlarda isə əksinə – azalır. Deformasiyaya məruz qalmış lay tipli yataqlarda çox zaman qeyri-bərabər qalınlıq müşahidə edilir – qırışıqların yəhər və mulda (çökək qırış) hissələrində qalınlıq artır, qanadlarda isə azalır (şəkil 51).

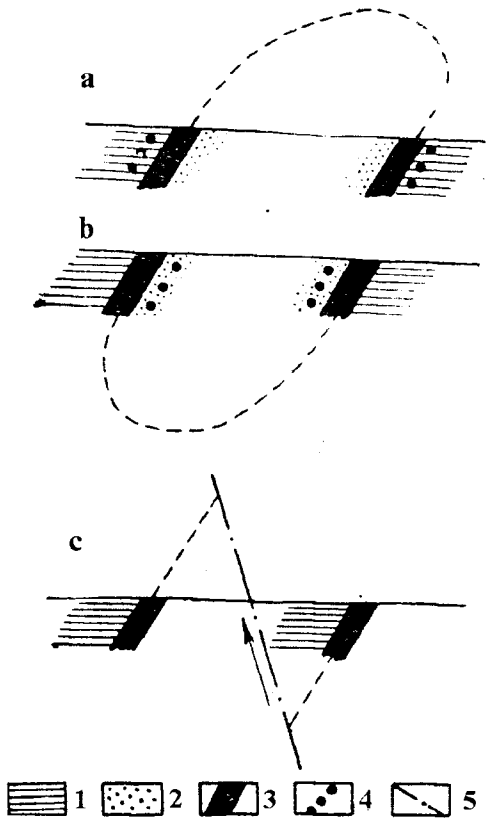


Şəkil 51. Qırışıqlıq əmələgəlmə zamanı layın qalınlığının dəyişməsi: qübbə hissədə şişmə və qanadlarda nazikləşmə

Yataqlardakı qırışıqlıqları öyrənərkən elə mürəkkəb hallara təsadüf edilir ki, qırışıqlıq strukturlarının müəyyən hissəsi artıq eroziya ilə ləğv edilmişdir.

Güman edək ki, qumdaşları və şistlər arasında sərt bucaq altında yatmış iki bir-birinə paralel dəmir filizi layları vardır. Belə qarşılıqlı münasibət üç cəhətdən izah edilə bilər. İlk öncə, antiklinal qırışıqlıq güman etmək olar, əgər ki, layın sol çıxışının asılı yanında və yaxud yatıq sağ yanda dəmir filizinin bazal çınqılları aşkar edilmişdir (şəkil 52,a). İkincisi, güman etmək olar ki, bu sinklinal qırışıqdır, əgər ki, layın sol çıxışının yatıq yanında və sağ çıxışın asılı yanında filizin bazal çınqıllarını tapmaq müyəssər olmuşdur (şəkil 52,b). Nəhayət, üçüncü hal: ola bilər ki, bu atılma ilə parçalanmış laydır, o zaman bunu layın sol və sağ çıxışının yatıq və asılı yanlarının eyni süxurlardan ibarət olması göstərməlidir (şəkil, 52,c).

Filizləşmədən əvvəlki qırılmalar. Filizləşmədən əvvəlki tektonik pozulmalar yer qabığının dərin qatlarından onun yuxarı mərtəbələrinə filizdaşıyan maqmatik ərintilərin və məhlulların daxil olması üçün



Şəkil 52. İki monoklinal yatmış filiz layının qarşılıqlı münasibətinin müxtəlif şərhi: a – antiklinal; b – sinklinal; c – yuxarı atılma. 1-şistlər; 2-qumdaşları, 3-filiz layı, 4-filiz konqlomeratı, 5-atılma xətti

kanal rolunu oynayırlar. Bu cür qırılmalar boyu zəncir şəklində uzanan yataqlar endogen filizləşmənin məkanda qanunauyğun yerləşməsi üçün mühüm rol oynayırlar.

Qırılmaların tipləri. Endogen filizəmələgəlmənin tektonik şəraitini təhlil etmək üçün dörd tip qırılmaların ayrılması məqsədəuyğun hesab edilir: 1) planetar, 2) intrageosinklinal (kənar, periferik), 3) özüldəki gizli və 4) sıravi (adi).

Planetar qırılmalar və yaxud lineamentlər yer qabığını əsas etibarilə ortoqonal və diaqonal istiqamətlərdə parçalayırlar. Onlar böyük məsafələrə uzanırlar, qabıqaltı dərinliyə qədər nüfuz edirlər, materikləri bir-birindən təcrid edirlər, qırışıqlıq sistemlərinin formalaşma yerlərini və onların platformalarla sərhədlərini, habelə rift sistemlərinin əmələgəlmə yerlərini müəyyən edirlər.

İntrageosinklinal və yaxud kənar qırılmalar geosinklinalların yerlərində əmələ gəlmiş daxili tektonik (struktur-fasial) zonaları birbirindən ayırır. Onlar yüz kilometrlərlə məsafəyə uzanırlar, yer qabığının oturacağına qədər çatan dərinliyə, uzunmüddətli və permanent geoloji inkişafa malikdirlər.

Özüldəki gizli qırılmalar xətti çat zonaları, eşelonlaşmış (kulis şəklində bir-birinin ardınca daxil olan) qırışıqlıqlar şəklində yuxarı struktur yarusun örtük süxurlarında təzahür edirlər.

Sıravi qırılmalar məhdud əmələgəlmə dərinliyinə malik olub adətən qırışıqlıqların əmələ gəlməsinin son mərhələsində və qırışıqlıqdan sonrakı vaxtda formalaşır.

Filizəmələgəlmə və qırılmalar. Tektonik pozulmalar filizəmələgəlmə üçün ikili rol oynayırlar: 1) filiz qurşaqlarının mövqeyinə nəzarət edir və 2) iri damaraoxşar faydalı qazıntı kütlələrini yerləşdirir.

Planetar qırılmaların filizləşməyə istər dolayı, istərsə də bilavasitə münasibəti vardır. Dolayı münasibət ondan ibarətdir ki, geosinklinalların və riftlərin yaranma yerini təyin etməklə onlar endogen mənşəli faydalı qazıntı yataqlarını yerləşdirən qırışıqlıq qurşaqları və rift sistemlərinin mövqeyini müəyyənləşdirirlər. Bəzi planetar qırılma zonaları boyu çox iri filiz və transform üstəgəlmələr, müxtəlif amplitudlu yerdəyişmələr və atılmalar uzanmışdır. Məsələn, Yana-İndigirka-Kolıma (Rusiya) hidrotermal yataqlar qurşağı daxilində uzunluğu 1000 km-dən artıq olan Şimali Tyan-Şan polimetal, volfram və arsenopirit hidrotermal yataqları zənciri yerləşmişdir. Eynilə bu tipə Şimali Amerikanın Skalistiye Qori (Qayalıqlı Dağlar) qurşağı aid edilir ki, onun da uzunluğu 1500 km, eni 100 km-ə qədərdir. A.Lokk və P.Bellinqsleyin məlumatlarına görə, bu qurşaq üçüncü dövrdə geosinklinal vilayətlə platformanın təmasında əmələ gəlmişdir və möhtəşəm polimetal və mis yataqlarını yerləşdirir: Kemberley, Sullivan, Ker d'Allen, Byutt, Park-siti, Bingem, Tintik, Cerom, Miami, Morensi, Rey, Axo, Bisbi, Kananea və b.

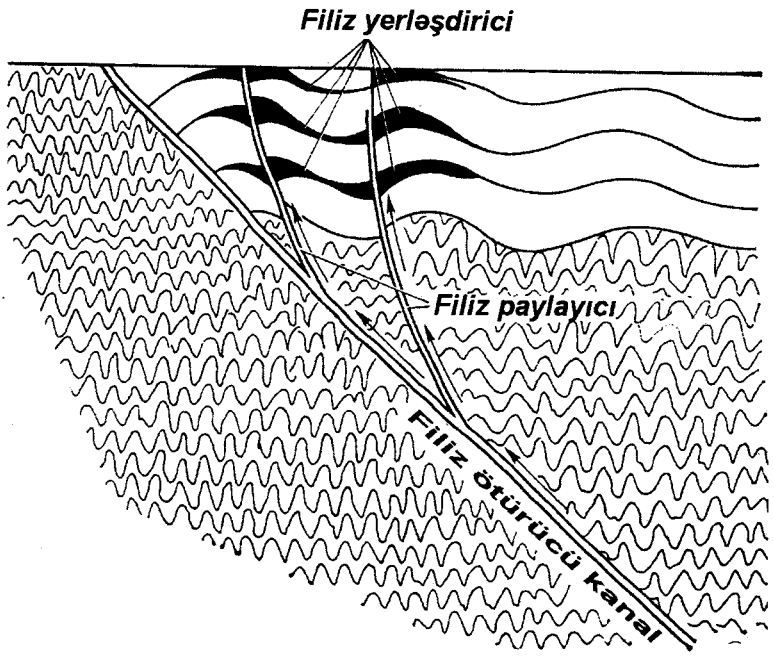
İntrageosinklinal qırılmalar endogen filizləşmədə daha çox təyinedici rol oynayırlar. Məsələn, Uraldakı maqmatik xromit və titanomaqnetit, habelə skarn dəmir filizi yataqlarını yerləşdirən qurşaq və yaxud Altay-Sayan vilayətinin civə qurşağı.

Özülün gizli qırılmaları yuxarı struktur yarusun süxurlarında hidrotermal yataqların zənciri şəklində özünü büruzə verir. Bu qırılmalar bu və ya digər bucaq altında əyalətin geoloji strukturunun başlıca isti-

qamətini yarır. Məsələn, hələ 1923-cü ildə Amerikanın *Böyük Gümüş kanalının* mövqeyini müəyyən edən amerikan alimi İ.Sperr göstərirdi ki, Meksikanın bütün iri gümüş filizi sahələri düz xətt üzrə yerləşmiş ensiz zonadan ibarət olub şimal-qərbə istiqamətlənib və Nevadaya qədər davam edir və 4000 km məsafəyə uzanıb. Əgər bu xətti Cənubi Amerika sahilindən cənub-şərqə doğru davam etdirsək, görərik ki, bu xətt eynilə Peru və Boliviyanın iri gümüş zolağı ilə uyğun gəlir. Şimali Amerikada bu xətt geoloji strukturlardan asılı olmayaraq diaqonal üzrə bütün dağ zirvələrini kəsir. Eynilə bu tipə 500 km-ə uzanmış Cənub-Şərqi Afrikanın platin qurşağını (P.Vaqner), 700 km-ə uzanmış Türküstan-Alay sürmə-civə qurşağını (V.İ.Smirnov) aid etmək olar.

Sıravi qırılmalar çox geniş yayılmışdır. Onların uzanması boyu onyüz kilometrlərlə məsafədə endogen faydalı qazıntı yataqlarının ensiz qurşaqları dartılmışdır. Məsələn, Uralın qızıl yataqları, Böyük Qafqazın polimetal, nadir metal və civə filizləri qurşaqları və s.

Filizdaşıyan məhlulların hərəkətetmə yolları baxımından filizləşmədən əvvəlki geoloji strukturların ayrılması. Bu baxımdan filizötürücü, filizpaylayıcı və filizyerləşdirici strukturlar ayrılır (şəkil 53).



Şəkil 53. Filizdaşıyan məhlulların filizötürücü, filizpaylayıcı və filizyerləşdirici struktur sistemləri üzrə sirkulyasiya sxemi

Filizötürücü elə geoloji strukturlardır ki, onlar böyük dərinliklərdən filiz sahəsi hüdudlarına filizdaşıyan maqmatik ərintilər və yaxud məhlulları daşımaq üçün kanal rolunu oynayırlar. Bu cür iri qırılmalar boyu ayrı-ayrı filiz sahələri və yataqları yerləşir.

Filizpaylayıcı elə geoloji strukturlardır ki, filizötürücü kanaldan ayrılan filizli məhlular kənara filizçökmə məntəqəsinə istiqamətlənmiş olsun.

Filizyerləşdirici strukturlar, adından məlum olduğu kimi filiz kütlələrini yerləşdirir, onların formasını və ölçülərini, bəzi hallarda isə quruluş xüsusiyyətlərini təyin edir.

Filizdaxili geoloji strukturlar

Qırışıqlıqlar. Qırışıqlıq deformasiyalarının minerallaşma daxili pozulmalar üçün böyük əhəmiyyəti yoxdur.

Qırılmalar. Faydalı qazıntı yataqlarının formalaşması zamanı ixtiyari məntəqədə iri tektonik qırılmaların əmələgəlməsi qeyd edilmir. Baxmayaraq ki, parçalanmalar üzrə intrafiliz yerdəyişmələri baş verə bilər.

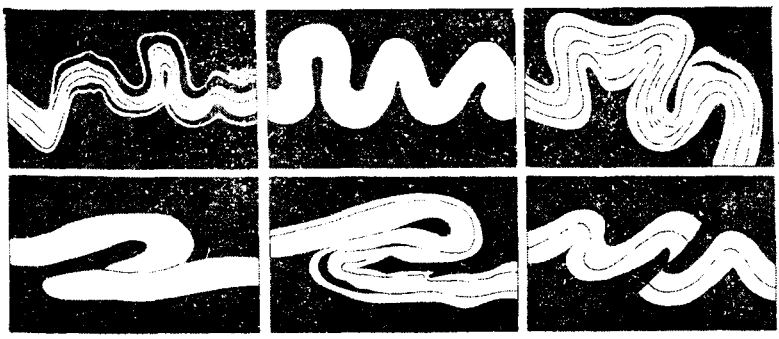
Çatlar. Faydalı qazıntı yataqlarının formalaşması zamanı çatların əmələ gəlməsi və inkişafı aşağıdakı mühüm nəticələrə gətirib çıxarır: 1) yataq və filiz sahəsi hüdudlarında müxtəlif tərkibli damarların əmələ gəlməsi; 2) damarların uzanması və qalınlığı boyu ölçülərin böyüməsi; 3) faydalı qazıntı kütlələrinin zonal quruluşunun yaranması; 4) filiz sütunlarının yaranması.

Filizləşmədən sonrakı geoloji strukturlar

Qırışıqlıqlar. Adətən qırışıqlıq parçalanmaları ilə müşayiət olunan qırışıqlıqlara çökmə yataqların faydalı qazıntıları büzülərək toplanmış olur. Endogen faydalı qazıntılar, xüsusən hidrotermal və vulkanogen-çökmə mənşəli kolçedan və oksid filizləri, xüsusən daha gec formalaşan endogen filiz kütlələri qırışıqlıq deformasiyasına məruz qala bilərlər. Məsələn, L.Firsovun müşahidələrinə görə, Kolımanın qızıl yataqlarındakı kvars damarları qırışıqlığa məruz qalmışdır (şəkil 54). N.Semenenkonun fikrincə, qoparma çatları istənilən formalı və mənşəli kütləni deformasiya edə bilər (şəkil 55).

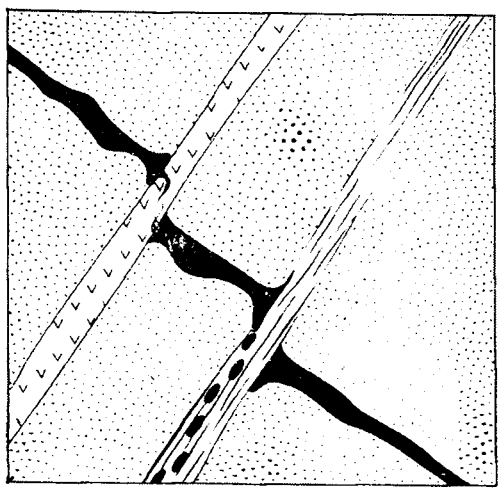
Qırılmalar. İri, filizləşmədən sonrakı parçalanmalar çox zaman

müxtəlif mənşəli faydalı qazıntı kütlələrini parçalayaraq onların yerlərini dəyişir. Bu zaman yaranan mürəkkəblik ondan ibarətdir ki, endogen yataqların filizləşmədən əvvəlki pozulmaları filizləşmədən sonrakı parçalanma kimi qəbul edilə bilir. Bu, məsələn, o zaman baş verir ki, filizdaşıyan çat hələ filizləşmə prosesindən əvvəl atılmalarla parçalanaraq onun boyunca yerini dəyişmiş olsun. Çatın sonradan baş verən filizləşməsi filiz damarının elə görünüşünü yaradır ki, guya filiz damarı atılmalarla parçalanmışdır (şəkil 56). Bu zaman filizləşmədən



Şəkil 54. Qırışığa büzüşmüş kvars damarı (L.Firsova görə)

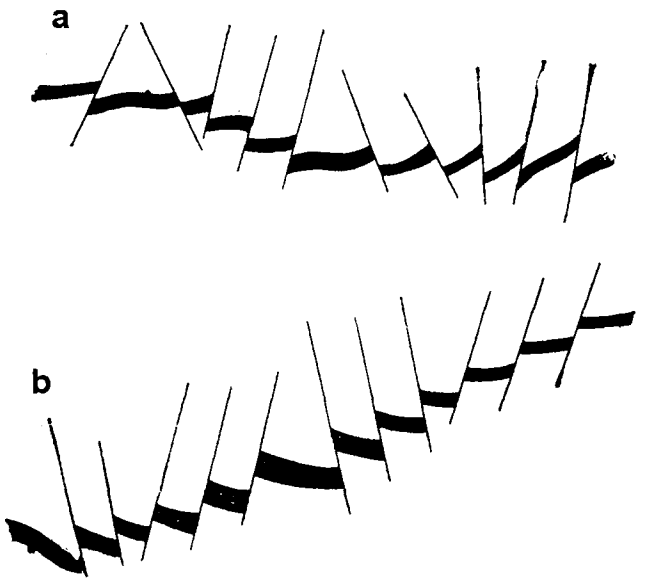
Şəkil 55. Filiz laycıqları paçkasını deformasiya edən qopma qırışıqlığı (N.Semenenkoya görə)



Şəkil 56. Filizləşmədən sonrakı parçalanma təsəvvürünü yaradan filizləşmədən əvvəlki qırılma dayka ilə dolmuşdur, daykaya filizin nazik dilcikləri keçir (qara). Filizləşmədən əvvəlki sağ qırılma üzrə (şistləşmə zonası) filizləşmədən sonrakı vaxtda yerdəyişmə baş vermişdir ki, bunun da nəticəsində filiz parçaları qırılma boyu dartılaraq daşınılmışdır.

əvvəlki yerdəyişmə filizləşmədən sonrakı yerdəyişmədən onunla fərqlənir ki, birinci halda yerdəyişmələrdə filizləşmə izi saxlanılır (filiz möhtəviləri, yan süxurların dəyişməsi), bu halda filizləşmədən sonrakı yerdəyişmələr boyu isə filiz kütləsi daşınılır və brekçiyalaşır.

Filizləşmədən sonrakı yerdəyişmələr adətən tək-tək halda yox, parçalanmalar seriyasından ibarət olur. Özü də bəzən yerdəyişmə istiqamətində ardıcıl qanunauyğunluq müşahidə olunur ki, bu da yataqdakı filizləşmədən sonrakı tektonikanı aydınlaşdırmağa və faydalı qazıntı kütləsinin yerdəyişmiş hissəsinin axtarışına kömək edir. Məsələn, filiz damarı atılma seriyaları ilə elə parçalanır ki, damar boyu hərəkət zamanı onun atılmış hissəsi həmişə sağda və ya solda yerləşir (müvafiq olaraq, «sağ əl» və ya «sol əl» qanununa görə, şəkil 57).



Şəkil 57. Filizləşmədən sonrakı atılmalarla yerini dəyişən damar: a-«sağ əl» qanunu üzrə, b-«sol əl» qanunu üzrə

Çatlar. Filizləşmədən sonrakı çatlar əksər faydalı qazıntı kütlələrinə onların əmələ gəlməsindən sonra təsir edir. Bu cür çatların öyrənilməsi istər nəzəri, istərsə də praktiki əhəmiyyət kəsb edir. Bu zaman faydalı qazıntı kütləsində və yan süxurlarda çatların öyrənilməsi və onların müqayisəsinin statistik təhlili aparılır, çat sistemlərinin filiz kütləsində və onu yerləşdirən süxurlarda öyrənilməsi həyata keçiri-

lərək təkrar olunan çatların maksimumları ayırd edilir, əlavə maksimumlar müəyyən edilir və bunun nəticəsində filizləşmədən əvvəl və filizləşmədən sonrakı tektonik deformasiya planının dəyişməsi haqda mülahizə yürüdülür və filizəmələgəlmənin struktur şəraiti aydınlaşdırılır.

IV FƏSİL

FAYDALI QAZINTI YATAQLARININ FORMALAŞMASI

4.1. Faydalı qazıntı yataqlarının seriyaları

Faydalı qazıntı yataqları əmələgəlmə şəraitlərinə görə üç iri seriyaya ayrılır: endogen, ekzogen və metamorfogen. Endogen yataqlar yer qabığının dərin hissələrində, ekzogen yataqlar isə yer səthində və səthə yaxın horizontlarda baş verən geoloji proseslərlə əlaqədardır. Metamorfogen yataqlar yerin dərin zonalarında süxurların və müxtəlif mənşəli yataqların intensiv dəyişməsi nəticəsində əmələ gəlmişdir.

Endogen yataqlar yerin dərin qatlarında yüksək hərarət və təzyiq rejimində baş verən geokimyəvi proseslərlə əlaqədardır. Bu yataqlar maqmatik proseslərin fəaliyyəti nəticəsində formalaşdığından onlara *maqmatogen yataqlar* deyirlər. Maqmatogen yataqlar müxtəlif tərkibli intruziv süxurlarla bağlıdır. Onlar odlu-maye silikat ərintisinin (maqma) bu və ya digər səbəbdən yerin dərin qatlarından yuxarı horizontallarına qalxaraq soyuması və kristallaşması nəticəsində əmələ gəlmişdir. Bu zaman silikat ərintisinin tərkibində az miqdarda iştirak edən metallar özlərini müxtəlif şəkildə aparır. Birinci halda onlar intruziv kütlədə bu və ya digər birləşmələr şəklində səpələnərək yerli konsentrasiya əmələ gətirmir. Digər halda, metallik birləşmələr maqmanın tərkibində müəyyən qədər qeyd edilən uçucuların (N_2O, CO_2, S, Cl, F və s.) vasitəsilə daşınılaraq kristallaşan silikat ərintisindən kənarda yan süxurlarda səpələnir. Nəhayət, elə geoloji şərait də yaranır ki, metallar yerli konsentrasiya əmələ gətirərək mineral yataqları formalaşdıra bilsin. Belə şərait intruziv süxurların formalaşması zamanı baş verən kristallaşma diferensiasiyası və yaxud likvasiya prosesi ilə əlaqədardır. Əmələ gəlmiş yataqlar isə xüsusi maqmatik yataqlar adlanır və onları doğurmuş olan ana intruziv süxurlarda, yaxud da bu süxurların bilavasitə yaxınlığında yerləşir. Uçucularla zəngin olan qalıq silikat ərintisinin öz yerində və ya da tavanın süxurlarına sıxılaraq soyulması nəticəsində peqmatit yataqları əmələ gəlir.

Bir çox tədqiqatçıların fikrincə, peqmatitlərdə qeyd edilən sənaye

əhəmiyyətli minerallar onların formalaşmasından sonra yaranmışdır. Bunu maqmatik mənşəli isti minerallaşmış qazlı-sulu məhlulların peqmatitlərə təsirilə əlaqələndirirlər. Son illər fərdi qrup şəklində ayrılan karbonatit yataqlarının təbiəti bir qədər mürəkkəbdir. Güman edilir ki, bu yataqlar genetik cəhətdən bağlı olduqları ultraəsasi-qələvi intruziv süxur massivlərinin hidrotermal-metosomatik dəyiş-məsi nəticəsində yaranmışdır. Eyni zamanda, xüsusi maqmatik karbonatit ərintisinin mövcud olması fikrini söyləyən geoloqlar da vardır. Başqa sözlə, yataqların maqmatik mənşəyə malik olması şərh edilir.

Maqmatogen yataqların böyük bir hissəsini postmaqmatik yataqlar təşkil edir. Bu tip yataqların əmələ gəlməsində maqmatik ocaqdan ayrılan postmaqmatik məhlulların böyük rolu olmuşdur. Məhlullar yan süxurlardakı çatlar boyu yuxarıya və kənarlara doğru hərəkət edərkən bu süxurların hesabına müxtəlif metallarla və minerallaşdırıcılarla zənginləşmiş, kimyəvi tərkibini dəyişmiş və öz faydalı yüklərini çökdürmüşdür. Postmaqmatik yataqlar içərisində bir neçə qrup ayrılır. İntruzivlərin kimyəvi cəhətdən fəal hesab edilən yan süxurlarla (məsələn, əhəng daşları) təmasında kontakt-metosomatik (skarn) yataqlar yaranır. Skarn yataqlarının formalaşmasında mineralların böyük bir hissəsi hidrotermlərdən ayrılaraq çökmüşdür, müəyyən qisim ən ilkin mərhələlərin minerallarının formalaşması isə qazlı məhlulların hesabına baş verir.

Bəzi tədqiqatçılar (V.İ.Smirnov) posmaqmatik yataqlar içərisində albitit-qreyzen qrupu ayırırlar. Albititlər və onlarla bağlı olan qreyzenlər turş və qələvi süxur massivlərinin apikal hissələrində yerləşir. Nəhayət, filizli hidrotermlər çatlarla intruzivlərin artıq soyumuş hissələrinə və yaxud yan süxur dəstələrinə daxil olarkən məhlulların temperaturunun aşağı düşməsi, məruz qaldıqları təzyiqin azalmazı və çat divarlarının süxurları ilə qarşılıqlı əlaqəyə girməsi nəticəsində onlardan faydalı yüklər çökməyə başlayır. Bu yolla əmələ gələn yataqlar hidrotermal yataqlar qrupunu təşkil edir. Onlar maqmatik süxurlara olan münasibətinə və əmələgəlmə dərinliklərinə görə plutonogen hidrotermal, vulkanogen hidrotermal və amaqmatogen (teletermal, stratiform) siniflərə ayrılır.

V.İ.Smirnov, maqmatogen seriya daxilində xüsusi qrup şəklində geosinklinalların ilkin mərhələsinin vulkanik proseslərilə bağlı olan kolçedan yataqlarını da ayırır.

Beləliklə, endogen yataqlar seriyasına aşağıdakı qrup yataqlar daxildir: maqmatik, peqmatit, karbonatit, skarn, albititqreyzen, hidro-

termal və kolçedan.

Müxtəlif süxur komplekslərinin və dərinlikdə formalaşmış yataqların kimyəvi aşınma prosesi nəticəsində dəyişməsi oksidləşmə zamanı gedir. Bu yolla aşınma qabıqları yaranır. Aşınma qabıqlarında qalıq və infiltrasiya yataqları əmələ gələ bilir. Qalıq yataqları səthə yaxın olan sahələrdə oksigen potensialının və atmosfer çöküntülərinin təsir zonasında baş verən proseslər hesabına yaranır; nəticədə həll olmuş mineral birləşmələri pozulma zonasından daşınılır, yerdə isə sənaye əhəmiyyəti kəsb edən çətin həll olan birləşmələr toplanır. İnfiltrasiya yataqları həll olmuş qiymətli maddələrin oksidləşmə zonasının aşağı hissəsində və ondan bilavasitə aşağıda təkrarən çökməsi nəticəsində formalaşır.

Fiziki aşınma nəticəsində faydalı qazıntıların mexaniki pozulması baş verir. Mexaniki aşınma materialı davamlı və kimyəvi cəhətdən dəyanətli minerallardan təşkil olunmuşdur. Onlar müxtəlif səpinti yataqlarını, yaxud səpintiləri əmələ gətirir.

Çökmə lay dəstələrinin formalaşması zamanı mineral maddələrinin kimyəvi, biokimyəvi, mexaniki və vulkanogen diferensiasiyası nəticəsində müxtəlif növ faydalı qazıntıların çökmə yataqları yaranır.

Beləliklə, ekzogen seriyanı üç qrup yataqlar təşkil edir: aşınma qabıqları, səpintilər və çökmə.

Metamorfogen yataqlar yerin çox dərin qatlarında süxurların və müxtəlif mənşəli yataqların intensiv dəyişməsi nəticəsində əmələ gəlmişdir. Bu cür şəraitdə yeni metamorfik yataqlar və güclü dəyişməyə məruz qalmış metamorfizləşmiş yataqlar yarana bilər.

Müvafiq olaraq, metamorfogen seriyanı iki qrup yataqlar təşkil edir: metamorfik və metamorfizləşmiş.

Bütün faydalı qazıntılar-seriyalara, seriyalar-qruplara, qruplar-siniflərə, bəzən isə yarımsiniflərə bölünür (V.İ. Smirnov, 1982) (cədvəl 4). Siniflər və yarımsiniflər öz növbəsində mineral tərkiblərinə görə faydalı qazıntı formasiyalarına bölünə bilər. Filiz formasiyaları məfhumu altında tipik paragenetik mineral (element) assosiasiyasına malik olan və uyğun fiziki-kimyəvi və geoloji şəraitdə əmələ gələn yataqlar başa düşülür. Müəyyən süxur formasiyalarına müəyyən qrup faydalı qazıntılar uyğun gəlir. Məsələn, dərinlikdə və orta dərinlikdə qranitoidlərlə genetik əlaqədə əmələ gəlmiş yüksək temperaturlu hidrotermal yataqlar üçün qızıl-kvars, kvars-kassiterit, kvars-volframit və kvars-molibdenit filiz formasiyaları xasdır.

Cədvəl 4

Faydalı qazıntı yataqlarının ümumiləşdirilmiş genetik təsnifatı (*V.İ.Smirnov*, 1982)

Seriya	Qrup	Sinif
Endogen	Maqmatik	Likvasiya İlkin maqmatik Gec maqmatik
	Peqmatit	
	Karbonatit	
	Skarn	
	Albitit-qreyzen	
	Hidrotermal	Plutonogen Vulkanogen Amaqmatogen və yaxud teletermal (stratiform)
	Kolçedan	
Ekzogen	Aşınma	Qalıq İnfiltrasiya
	Səpinti	Ellüvial Dellüvial Prollüvial Allüvial Litoral Qlyasial (moren və flüvioqlyasial) Eol
	Çökmə	Mexaniki Kimyəvi Biokimyəvi Vulkanogen-çökmə
Metamorfogen	Metamorfizləşmiş	Regional metamorfizm Kontakt metamorfizm
	Metamorfik	Regional metamorfik Kontakt metamorfik

Hər üç seriyanın (endogen, ekzogen, metamorfogen) faydalı qazıntı kütləri yan süxurlarla eyni zamanda formalaşarsa, *singenetik kütlələr* yaradırlar. Yox əgər faydalı qazıntı kütləsi müxtəlif geoloji proseslərin nəticəsində əvvəldən əmələ gəlmiş süxurlarda yaranırsa, onlar *epigenetik kütlələrdir*.

Faydalı qazıntı yataqları qırışıqlıq qurşaqlarında, platformalarda, aralıq massivlərində və okean diblərində formalaşırlar. Yuxarıda adları çəkilən struktur elementlərin inkişafında dərinlik qırılmalarının və blok strukturlarının da rolu az olmamışdır (cədvəl 5).

Cədvəl 5

Faydalı qazıntı yataqlarının geotektonik təsnifatı (orogen tsikl mərhələləri üzrə)

Geosinklinal və endogen rejim konsepsiyası mövqeyindən		Litosfer plitələr tektonikası konsepsiyası mövqeyindən	
Mühüm filiz formasiyaları və yataq tipləri	**Rejim (mərhələ)**	**Mərhələ**	**Mühüm filiz formasiyaları və yataq tipləri**
1	2	3	4
Kolçedan (Cu, Zn) formasiyası	Geosinklinal rejimin yaranması	Riftdən qabaq	Qreyzen və hidrotermal Sn (Ta, Nb, W-lı), maqmatik apatit, nefelinlə (Al xammalı) və TR. Karbonatit Ta, Nb, TR, Fe, Cu, floqopit və vermikulit, kimberlitlərdəki almazlar
		Rift	Traplardakı maqmatik sulfid Cu-Ni (Pt-lə), hidrotermal islandiya şpatı, rubin və sapfirlər
		Materikarası rift	Yüksək konsentrasiyalı Cu, Zn, Ag, Au, Fe, Mn metallarını daşıyan çöküntülər və şorabalar, evaporit layları
Maqmatik (Cr, Ti) və kolçedan (Cu, Zn), bir qədər skarn (Cu, Fe, Co) və çökmə (P, V, Mo, U, TR) filiz formasiyalarının üstünlüyü	Geosinklinal (erkən mərhələ)	Cavan okean	Maqmatik Cr, kolçedan Cu, Zn (Au və Ag-la), silisiumlu lay dəstələrində Mn; qumdaşları və şistlərdə diagenetik Cu (Co-la) və karbonat lay dəstələrində Pb-Zn; avlakogenlərdə Au-U və polimetallar; kontinentlərin passiv kənarlarında sahilyanı Ti, TR (monasit), Sn, almaz səpintiləri
Hidrotermal filiz (Cu, Mo, W) və çökmə (yanar şistlər, duzlar) formasiyaların üstünlüyü	Geosinklinal (yetkin mərhələ)	Mikrokontinentlərin qoparılması	Kənar dənizlərin ofiolitlərində Cr, kolçedan Cu-Zn (Au və Ag-la); neftdaşıyan lay dəstələrinin toplanması; mikrokontinentlərin arxa yamaclarında Kuroko tipli Pb, Zn, Cu (Ag, Au); adalar qövsündə porfir Cu (Au-la), qızıl-kvars, sərbəst kükürd, laterit boksitləri; kordilyer tip aktiv kənarlarda vulkanogen dəmir (maqnetit) və skarn (Cu-la), damar Cu (Au-la), porfir Cu (Mo və Au-la), qızıl-kvars, Hg
Hidrotermal (Cu, Mo, Co, Au)	İnversiya (başlanğıc)	Yetkin okean	İntensiv deformasiyalar və ofiolitlərlə bağlı olan Cr (Pt-lə), Cu-Zn (Au və Ag-la) və silisiumlu Mn-nın formalaşmasının bitməsi; And tipli kənarlarda vulkanogen Cu («manto» tipi), Cu-porfir (Mo və Au-la), karbonat lay dəstələrində hidrotermal-metasomatik Pb, Zn, Cu (Ag və Au-la), skarn-Fe,

Cədvəl 5-in ardı

1	2	3	4
			kvars-Mo (W-la) və qreyzen W-Sn
Peqmatit (Be, Li, W, Sn), skarn (Fe, Mo, W), albitit-qreyzen (Sn, W) və hidrotermal (Au, Cu, Mo, U) filiz formasiyaları	İnversiya (orta mərhələ)	Okeanın bağlanması	Cr, Cu-Zn, Cu-porfir (Au-la) və skarn-Fe-un yer səthinə çıxarılması. Laterit Ni-Co-ın formalaşması; tikiş zonalarının kolliziya qranitoidlərində metasomatik sekresiya Au-kvars (As-lə), qreyzen Sn-W (Bi-la) və peqmatit Li, Rb, Cs-un əmələ gəlməsi; maqmatik qövslərdə vulkanogen hidrotermal Sn-Ag, arxa üstəgəlmə qurşaqlarında Karlin tipli Au (Hg və Sb-la) və arxa hövzələrdə U, Cu, V (Mo, Re-la)
Hidrotermal (Au, Ag, Pb, Zn, Mg, Fe), hidrotermal filiz (U, Li, Rb, Cs) və çökmə (Cu, Fe, kömür, neft, qaz) formasiyalar	Orogen (gec və sonuncu mərhələlər)	Kontinentlərin toqquşması	Daş duz və kalium duzları; tikiş zonasında ofiolitlərlə bağlı olan yataqların yer səthinə çıxarılması (Cr, Cu-Zn), hidrotermal metasomatik maqnezit, asbest, talk yataqları. Kolliziya qranitəri ilə bağlı olan qreyzen Sn-W (Bi-la) və peqmatit Li, Rb, Cs yataqları, üstəgəlmə zonalarındakı Hg və Sb-Hg yataqları, transform qırılmalar üzərindəki eksqalyatsion Sb (Au-la) yataqlar
Üstünlük təşkil edən çökmə P, Fe; humid zonasında – kömür; arid zonasında – duzlar, Pb, Zn filizləri və yanar şistlər; keçid zonasında boksit aşınma qabıqları	Platforma	Cavan platforma	Almaz, Au, Sn, W və b. allüvial səpintilər
Maqmatik (Cu, Ni, Nb, Ti, TR, P) və hidrotermal (Ni, Co, Bi, Ag, U, Au, Te, Mo, Sb, Hg) filiz formasiyaları; karbonatit (Ta, Nb, TR) filiz formasiyası və almazdaşıyan kimberlitlər	Epiplatforma orogen və rift rejimləri	Yeni tsiklin başlanması (bax: riftdən əvvəl və rift mərhələləri)	

Qırışıqlıq qurşaqlarının bütün inkişaf mərhələlərində endogen və ekzogen faydalı qazıntı yataqlarının əmələ gəlməsi üçün müvafiq şərait olmuşdur. Lakin bu şərait mobil geosinklinalların stabil qırışıqlıq vilayətlərinə tədricən çevrilməsinin ayrı-ayrı inkişaf mərhələlərində müxtəlif qrup yataqlar üçün eyni olmamışdır. Əksər tədqiqatçılar (F.Ştille, A.D.Arxangelski, V.V. Belousov, V.İ. Smirnov, İ.G. Maqakyan və b.) geosinklinalların qırışıqlıq vilayətlərinə çevrilməsində üç əsas mərhələ ayırırlar: ilkin, orta və gec. Bu üç geoloji inkişaf mərhələsi heç bir geosinklinalda tamamilə əks olunmur. V.İ. Smirnovun fikrincə, geosinklinalların metallogenik səciyyəsini vermək üçün iki əsas cəhəti nəzərə almaq lazımdır: 1) geosinklinallarda ilkin inkişaf mərhələsinə xas olan maqmatizmin intensivliyini və 2) orta mərhələdə geosinklinalların qırışıqlıq vilayətlərinə çevrildiyi zaman baş verən əsas qırışıqlıq fazasının tektonik rejiminin xüsusiyyətini.

Geosinklinal-qırışıqlıq vilayətlər mono- və politsiklik olur. Politsiklik geosinklinal-qırışıqlıq vilayətlərdə bir neçə dəfə təzahür edən eyni tipli mürəkkəb minerallaşma inkişaf tapır.

Platformalarda faydalı qazıntı yataqları onların: a) özüllərində və yaxud aşağı metamorfik yaruslarında, b) çexollarında (platformanın çökmə süxurlarının yuxarı yarusu) və c) tektono-maqmatik aktivləşmə vilayətlərində yerləşir.

Aşağı yarusun qədim yaşlı (arxeozoy, proterozoy, rifey eraları) metamorfik süxurları içərisində qranit-qneyslərlə bağlı olan nadir metal saxlayan peqmatitlər, bazaltoid formasiyaları ilə əlaqədə olan xromit, titano-maqnetit, sulfid mis-nikel, kolçedan yataqları və s. əmələ gəlir.

Platformanın çexolunu təşkil edən az qalınlıqlı və zəif dislokasiyalaşmış qumlu-gilli süxurlarla kömür, odadavamlı gillər, boksit, dəmir və manqan filizləri, bitumlaşmış süxurlarla qara və yanar şistlər, kvars-qum daşları ilə kvars qumları, qlaukonit və fosforitlər, nəhayət, karbonatlarla əhəng daşları, dolomit, mergel və gips yataqları əlaqədardır.

Tektono-maqmatik aktivləşmə vilayətləri platformalarda tektonik proseslərin, maqmatizmin və endogen filizləşmənin təzahür etdiyi sahələrdir. Tektono-maqmatik aktivləşmə adətən, qədim platformalarda (Şərqi Avropa, Çin, Afrika, Hindistan, Braziliya və s.) təzahür edir. Proses həm platformanın özülünü, həm də onun çexolunu əhatə edir.

Platformalar tektono-maqmatik aktivləşmə dərəcəsinə görə intensiv aktivləşmiş, aktivləşmiş, zəif aktivləşmiş və aktivləşməmiş olur. İntensiv aktivləşmiş platformalar azdır. Məsələn, Çin platformasının şərq hissəsi. Platformanın bu sahəsi üst yurada və təbaşirin əvvəlində baş vermiş tektonik proseslər nəticəsində güclü deformasiyaya məruz qalmış və qranit maqmasının intruziyasına səbəb olmuşdur. Bu intruzivlərlə hidrotermal mənşəli qalay, volfram, qurğuşun və sink yataqları bağlıdır. Aktivləşmiş platformalar (Şərqi Avropa platformasının Baltik qalxanı, Sibir və Afrika platformaları) nisbətən çox təsadüf edir. Bu qrup platformalar rifeydən sonrakı dövrdə tektonik gərginliklər nəticəsində dərinlik qırılmaları ilə parçalanmışdır. Qırılmalar boyu müxtəlif tərkibli intruzivlər və onlarla bağlı olan maqmatik mənşəli sulfid mis-nikel, fosfor, tantal-niobium və nadir torpaq elementləri, skarn tip dəmir, hidrotermal qızıl, uran və s. yataqları formalaşır. Maqmatizm və filizləşmə adətən, platformaların qalxma və əkilmə sahələrinə uyğun gəlir. Zəif aktivləşmiş platformalarda intruziv suxurlar qeyd olunmur. Bununla belə, bu qrup platformalarda filiz yataqlarının müşahidə olunması onların metallogenik aktivliklərini göstərir. Məsələn, Şimali Amerika platformasının cənub hissəsində platforma çexolunun paleozoy yaşlı çöküntülərində qurğuşun-sink yataqlarının (Missisipi-Missuri qrupu) rast gəlməsi aktivləşmə ilə əlaqədardır.

Aktivləşməmiş platformalarda (Braziliya və Avstraliya platformalarının xeyli hissəsi və s.) platforma dövrünün endogen filiz yataqları müşahidə edilmir.

Tektono-maqmatik aktivləşmə vilayətlərində formalaşan endogen yataqlar bir sıra səciyyəvi genetik xüsusiyyətləri ilə fərqlənir. Bu, onların çox kiçik dərinliklərdə və həddindən artıq az xarici təzyiq şəraitində formalaşmalarıdır. Əksər yataqlarda filizləşmə bir neçə minerallaşma mərhələsi nəticəsində formalaşmışdır. Aktivləşmə vilayətlərində volfram, qalay, molibden, qızıl, mis, polimetal və uran yataqları əmələ gəlir.

Geosinklinal və platforma proseslərinin ardıcıllığı. Yer qabığının formalaşma tarixində doqquz əsas geosinklinal inkişaf mərhələsi və onlara uyğun olan metallogenik epoxalar ayrılır (mln. il): 1) arxeozoy 3500-2500, 2) aşağı proterozoy 2500-1800, 3) orta proterozoy 1800-1650, 4) yuxarı proterozoy 1650-900, 5) rifey 900-600, 6) kaledon 600-

400, 7) hersin 400-225, 8) kimmeri 225-100, 9) alp (hazırkı zamana qədər). Bununla belə, qırışıqlığını bitirmiş vilayətlər çox zaman tektono-maqmatik aktivləşmə proseslərinə məruz qaldıqlarından, endogen filiz yataqlarının formalaşması geosinklinal rejimin bitməsi ilə tamamlanmır və platforma şəraitində də davam edir.

Aralıq massivləri yer qabığının platforma və yaxud platformaya yaxın inkişaf xüsusiyyətini saxlayan davamlı sahələridir. Adətən, bu cür sahələrin ətrafında geosinklinallar formalaşır. V.Y. Xain (1973) göstərir ki, aralıq massivləri inkişaf xüsusiyyətlərinə və quruluşlarına görə platformalarla geosinklinallar arasında keçid təşkil edir. Bu alim aralıq massivlərinə, hətta mikrokontinentlər kimi baxır. Aralıq massivləri bir sıra hallarda geosinklinalların qurşaq hissələri üçün xas olan metallogenik xüsusiyyətlərlə səciyyələnirlər. H.M.Abdullayev və b. hesab edirlər ki, aralıq massivləri filizləşmənin xüsusiyyətinə görə platforma və geosinklinallar arasında keçid təşkil edir.

Aralıq massivləri sərbəst metallogenik əyalətlər kimi öz səciyyəvi xüsusiyyətləri ilə fərqlənirlər. Aralıq massivlərində yanaşı surətdə bəzən elə filiz yataqlarına rast gəlinir ki, onlar yalnız yer qabığının ayrı-ayrı strukturları üçün (platformalar, geosinklinallar, avtonom tektono-maqmatik aktivləşmə vilayətləri) xasdır. Məsələn, kembriiyəqədər yaşlı süxurlardan təşkil olunmuş massivlərin özüllərində qeyd olunan bəzi yataqları qədim qalxanların filiz yataqları ilə müqayisə etmək olar. Bu əsas etibarilə çökmə-metamorfik və peqmatit mənşəli, xeyli az miqdarda isə hidrotermal yataqlardır. Aralıq massivlərini əhatə edən geosinklinal əyilmələrin formalaşmaları ilə çoxlu miqdarda hidrotermal, az miqdarda maqmatik yataqlar (bəzən platforma tipli) əlaqədardır. Nəhayət, aralıq massivlərinin avtonom tektono-maqmatik aktivləşməsi prosesində müxtəlif tipli hidrotermal yataqlar formalaşır. Beləliklə, yuxarıda adları çəkilən üç qrup yataqların (çökmə-metamorfik, peqmatit, hidrotermal) birlikdə aralıq massivlərində rast gəlməsi, bu massivləri yeganə iri geoloji strukturlar kimi digər strukturlardan (geosinklinallar, platformalar və b.) ayırmağa imkan verir.

Okean diblərindəki yataqlar. Aparılan tədqiqatlar göstərmişdir ki, okean diblərində alp dövrünün bazalt tərkibli maqmatik süxurları inkişaf tapır. Onlar faydalı qazıntı yataqları saxlamır, yalnız bəzi yerlərdə sərbəst misin, piritin, pirrotinin, pentlanditin, ilmenitin və maqne-

titin möhtəviləri qeyd olunur.

Sakit, Atlantik və Hind okeanlarının diblərində böyük sahələri dəmir-manqan konkresiyaları tutur. Bu konkresiyaların səciyyəvi xüsusiyyəti onların polimetal tərkibidir: konkresiyalarda manqandan (50%-ə qədər) başqa, kobalt (2%-ə qədər), mis (1,9%-ə qədər), nikel, vanadium, torium, sink və sirkonium da iştirak edir. Dəmir-manqan konkresiyalarının ən böyük ehtiyatı ABŞ-ın qərb sahillərində toplanmışdır. Konkresiyalar burada 1500-3000 m dərinlikdə 5 mln. km^2 sahəni tutur. Təxmini hesablamalara görə, adları çəkilən metalların ümumi ehtiyatı aşağdakı kimidir (tonlarla): manqan $7{,}1 \cdot 10^{10}$, nikel $2{,}3 \cdot 10^9$, kobalt $1{,}0 \cdot 10^9$, mis $1{,}5 \cdot 10^9$. P.L. Bezrukovun və b. məlumatına görə, dəmir-manqan konkresiyaları ilə xeyli zəngin olan Sakit Okeanda yeddi sərbəst filiz rayonu ayrılır. Dəmir-manqan konkressiyalarından başqa, okean dibinin terrigen, pelit və piroklastik çöküntülərində manqan və dəmir-manqan filizləri müşahidə olunmuşdur. Məsələn, Havay adalarında 1200-2400 m dərinlikdə qum daşlarının və tuf alevrolitlərin arasında manqan daşıyan qabıqlı-konkresiyalı horizont müəyyən olunmuşdur. Bu tip dəmir-manqan filizləşməsinin təbiəti tamamilə müəyyən edilməmişdir, lakin onların dərinlik qırılması zonalarına meyli qeyd olunur.

Müasir metaldaşıyan çöküntülər. Bura metaldaşıyan isti şorabalar və filiz lilləri aiddir. Şərqi-Afrika riftləri sisteminə mənsub olan Qırmızı dənizin formalaşması yer qabığının açılma prosesi ilə bağlıdır. Bu proses eosen dövründə intensiv təzahür edərək bu günə kimi ildə 1,5 sm sürətlə davam edir. Qırmızı dəniz riftinin açılması Ərəbistan plitəsinin mövqeyinin Afrika kontinentinə nisbətən şimal-qərbə yerdəyişməsilə bağlıdır. Qırmızı dəniz rifti kembriyəqədərki aralıq massivlərinin strukturlarını parçalayır.

Qırmızı dənizin geniş şelf zonaları (onların hüdudları daxilində kembriyəqədər yaşlı strukturların fraqmentləri – müxtəlif yaşlı intruziv süxurlar da izlənilir) özünün uzanması istiqamətində təknəyəoxşar ensiz yarıqla bölünmüşdür. Bu «təknə» yüksək müsbət qravitasiya və maqnit anomaliyaları ilə fərqlənir. Anomaliya yarıq strukturuna bazaltoidlərin daxil olması səbəbindən baş vermişdir. Təknəyəoxşar dərənin oxu hüdudlarında Moxoroviçiçiç səthi 22 km dərinlikdə yerləşir, təknədən kənarda isə o, 30 km-ə qədər aşağı düşür.

Qırmızı dənizin oxu zonasında çöküntü lay dəstələri, evaporitlər

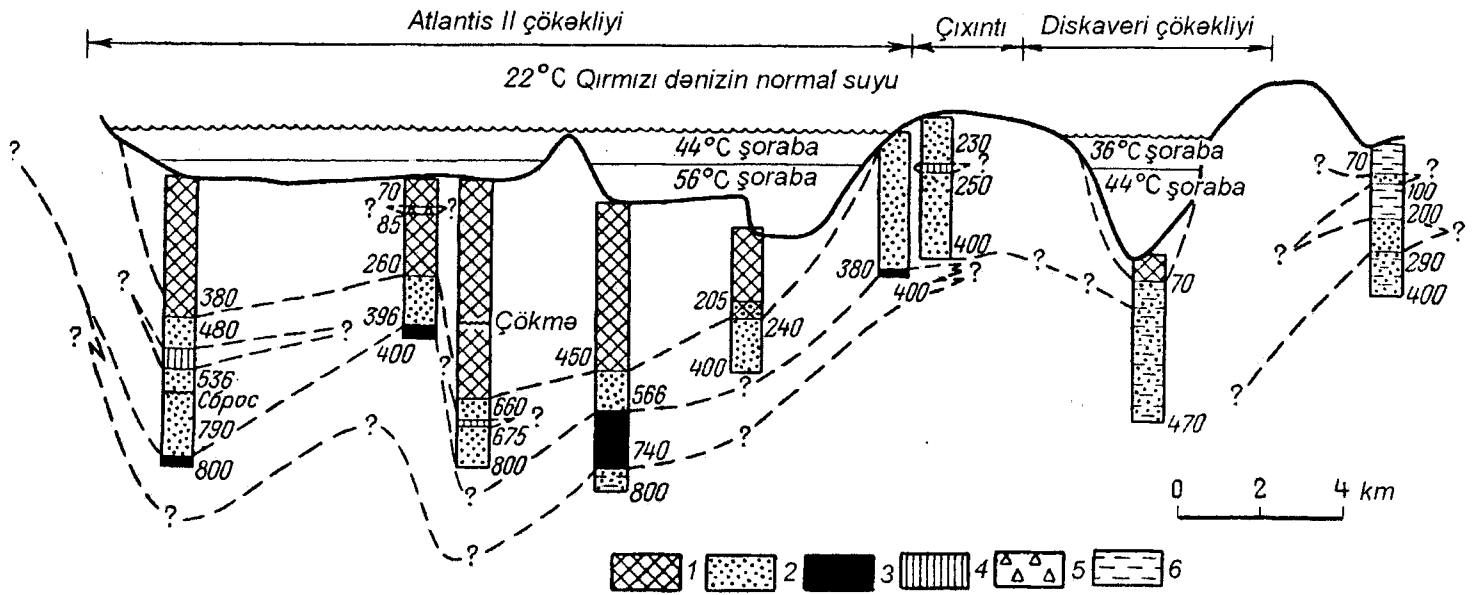
və piroklastların qalınlığı 1 km-i keçmir, şelf zonalarına tərəfdə isə qalınlıq 7 km-ə qədər artır. Bu lay dəstələrində bazalt və vulkan şüşələrinin qırıntıları iştirak edir ki, onlar da «təknə»nin oxu hüdudlarında vulkanizm təzahürlərinin baş verməsini göstərir.

Qırmızı dəniz riftinin cənub hissəsində trap və qələvi vulkanizm təzahür edir; vulkanizm prosesi təbaşirdə başlamışdır və bu günə kimi davam edir.

Keçən əsrin 60-cı illərindən başlayaraq «təknə»nin ox zolağı hüdudlarında okeanoloji tədqiqatlar aparılmağa başlanır və bir sıra dərinsulu çökəklər aşkar edilir. Onlardan bir qismi (Altantis II, Çeyn, Gips, Vema, Tetis) metaldaşıyan çöküntülər, digərləri (Okeanoqraf, Kebrit, Nereus, Valdiviya, Diskaveri, Erba, Suakin, Sudan, Şaqara, Albatros) isə minerallaşmış şorabalarla dolmuşdur.

Atlantis II çökəkliyi daha çox maraq doğurur, çünki burada xeyli miqdar metaldaşıyan lillər toplanmışdır. Çökəkliyin dərinliyi 2170 m, tutduğu sahə 12×5 km-dir; onun dibi, bir o qədər də böyük olmayan üç yüksəkliklə mürəkkəbləşmişdir; yüksəkliklərin yamaclarının dikliyi (sıldırımlığı) 5-35° arasındadır. Atlantis II çökəkliyi üzərində Qırmızı dənizin suyunun normal 22°C temperaturu 2009 m dərinliyə qədər saxlanılır, 2009-2042 m arasındakı keçid təbəqədə temperatur artıq 44°C-ə çatır, o isə kəskin sərhədlə temperaturu 56°C-ə çatan və metaldaşıyan çöküntülərlə bilavasitə sərhədləşən isti şorabalarla (2,31 km^3 həcmə malikdir) əvəz olunur. İsti şorabaların tərkibi aşağıdakı kimidir (q/kq): Na^+ 92,6; K^+ 1,87; Ca^{2+} 5,15; Mg^{2+} 0,76; Sr^{2+} 0,04; Cl^- 156,03; Br^- 0,13; SO_4^{2-} 0,84; HCO_3 – 0,14; Si 0,03; Fe 0,08; Mn 0,08; Zn 0,005; Cu 0,003; Co 0,0002; Pb 0,0006. Duzluluq 257,76 ml/l, sıxlıq – 1,178 q/sm^3.

Susuzlaşdırılmış metaldaşıyan lillərin tərkibində 4,6% sink, 1,8% mis, 0,14% qalay və 0,006% gümüş iştirak edir. Bu cür lillərin qalınlığı 100 m-ə yaxındır. C. Xaketin və b. (Nas Kett J., Bishoff J., 1993) Atlantis II çökəkliyində çıxardıqları tam kəsilişdə (buruq qazmalarının kernlərinə əsasən) (şəkil 58) bazaltlar üzərində karbonatlar, sonra hetit və onunla laylaşan sulfid layları iştirak edir; sulfid fasiyası montmorillonit fasiyası ilə örtülür. Fasiyaların qalınlığı bir neçə on smdən bir neçə metrə qədərdir. Sulfid fasiyası xalkopirit və pirit qatışığı



Şəkil 58. Qırmızı dənizin geotermal zolağından keçən sxematikləşmiş köndələn kəsilişdə müxtəlif fasiya çöküntülərinin paylanması (C.Bişoffa görə): *Fasiyalar*: 1-montmorillonit; 2-amorf-hetit; 3-sulfid; 4-anhidrit; 5-manqanit; 6-qırıntı. Dəniz dibi relyefinin şaquli miqyası üfüqi miqyasdan 16 dəfə artıqdır. Kəsilişdə çöküntü sütunlarının şaquli miqyası üfüqidən 870 dəfə artıqdır. Sütunların qarşısındakı rəqəmlər müxtəlif fasiyaların bölünmə səthi dərinliyini (sm-lə) göstərir.

saxlayan sfaleritdən və habelə silisiumdan, karbonatdan, dəmir hidroksidlərindən ibarətdir. Qırmızı dənizin metaldaşıyan lillərindən yuxarıda yerləşmiş su təbəqəsi dəmiri, manqanı, sinki, qurğuşunu, misi, qızılı və gümüşü artıq miqdarda saxlayır. Onların konsentrasiyası bu metalların adi dəniz suyundan olan konsentrasiyasından 1000 dəfədən 50000 dəfəyə qədər artıqdır; Qırmızı dənizin montmorillonit fasiyasından yuxarıda yerləşmiş su təbəqəsinin hərarəti isə 56°C-dir. Güman edilir ki, dəmir, sink, mis və hidrogen-sulfidli məhlullar rift çökəkliklərinə müxtəlif qırılma zonaları ilə daxil olmuş və orada oksigen saxlayan zəif qələvili sularla qarışaraq sulfidlər, hidroksidlər və hidrosilikatlar formasında çökmüşdür; hidrogen sulfidli sular kifayət etmədiyindən dəmir təkcə sulfidlər şəklində deyil, oksid birləşmələri formasında da çökmüşdür. Bu tip filizləşmənin Aden körfəzində, Şərqi Sakit okean qalxmasının rift zonasında da olması güman edilir.

Radiokarbon tədqiqatlarına əsasən müəyyən edilmişdir ki, çöküntülərin ən gec formalaşma mərhələsi təxminən 12 min il əvvəl başlamışdır; metaldaşıyan lillərin çökmə sürəti 1000 il ərzində 6 sm-dən 63 sm-ə qədər dəyişmişdir ki, bu da termal hövzədən kənarda çöküntütoplanma sürətindən (1000 il ərzində 2-dən 8 sm-ə qədər təşkil edir) xeyli böyükdür.

C.Bişoff və F.Mangeymin hesablamalarına görə Atlantis II çökəkliyinin on metrlik çöküntü təbəqəsində $56 \cdot 10^6$ m^2 sahədə metalların ehtiyatı aşağıdakı kimidir: sink 2,9 mln. t (metalın miqdarı 3,4% götürülməklə, o cümlədən sulfid fasiyasında 1,69 mln. t), mis 1,06 mln. t (metalın miqdarı 1,3% götürülməklə, o cümlədən sulfid fasiyasında 0,72 mln. t), qurğuşun 80 min t (metalın miqdarı 0,1% götürülməklə, o cümlədən sulfid fasiyasında 30 min t) gümüş 4500 t (2100 t), qızıl 45t (21 t).

Okeandan kontinentə keçid təşkil edən sahələr (sahilyanı adaların qövsləri) maqmatizm və filizləşmə təzahürünə görə xeyli zəngindir. Burada peridotitlərlə genetik cəhətdən bağlı olan xromitlər və platin qrupu metalları, qabbrolarla titano-maqnetitlər, sumbarin bazalt-andezit-dasit süxurları ilə əlaqədə isə kükürd və mis kolçedanı, qurğuşun və sink yataqları müşahidə edilir.

Okeanların və kontinentlərin birləşdiyi yerdə əmələ gələn yataqlar. Bir sıra tədqiqatçıların (P. Qayld, R. Sillitoye, V. Petraşek, F. Soukins, S. Yankoviç, A.A. Kovalyov və b.) fikrincə, okeanların və

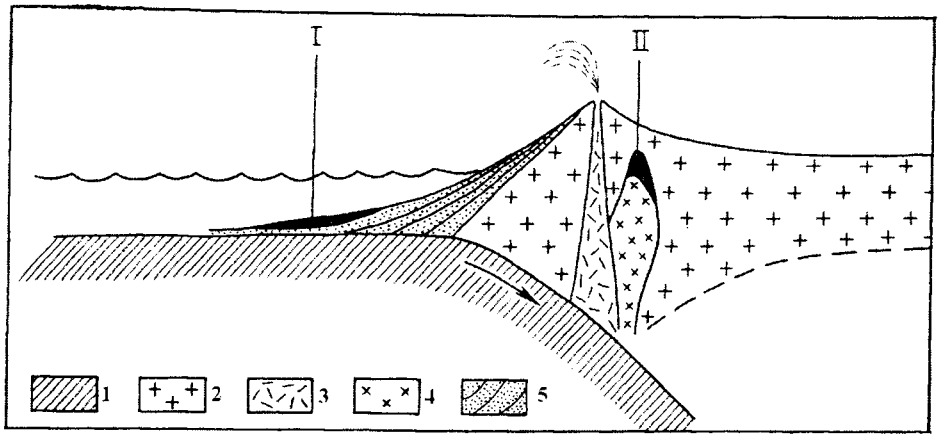
kontinentlərin birləşdiyi sahələr endogen filiz yataqlarının əmələ gəlməsi üçün böyük əhəmiyyət daşıyır. 70-ci illərin sonunda bu alimlər tərəfindən irəli sürülən yeni qlobal tektonika və yaxud «plitələr tektonikası» fərziyyəsində bu prosesi astenosferdə sürüşən litosfer plitələrinin qarşılıqlı əlaqələri ilə izah edirlər. Fərziyyənin tərəfdarlarının fikrincə, intensiv geoloji proseslər, xüsusən bir-birinə toxunan litosfer plitələrinin sərhədində ya plitələrin bir-birindən aralanması zamanı spredinq (aralanma) şəraitində, yaxud da onların yaxınlaşması vaxtı subduksiya (plitələrin birinin digərinin altına itələnməsi) rejimində baş verir. Okean və kontinent plitələrinin aralanmalarından və ya yaxınlaşmalarından asılı olaraq bir neçə tip geodinamik şərait və onlara uyğun gələn metallogenik modellər işlənilmişdir. Subduksiya rejimi əsas hesab edilir. Güman edilir ki, okean qabığının plitəsi (onun qalınlığı təxminən 100 km-dir) yerin yuxarı mantiyasına (700-800 km dərinlikdə) kontinent plitəsinin altına itələnir. Bu proses müxtəlif maqmatik süxurların və onlarla assosiasiya təşkil edən endogen filiz yataqlarının əmələ gəlməsinə səbəb olur və xüsusən okeanın və kontinentin sərhədində intensiv təzahür edir (şəkil 59).

4.2. Faydalı qazıntı yataqlarının əmələgəlmə dərinliyi və formalaşma müddəti

Faydalı qazıntı yataqları yer səthindən müxtəlif dərinliklərdə yerləşən dörd zonada formalaşır: *ultraabissal*, *abissal*, *hipabissal* və *səthə yaxın*.

Ultraabissal zona Moxoroviçiç sərhədindən yuxarıda yer səthindən 10-15 km dərinlikdə yerləşmişdir. Bu sərhəddən aşağıda Yerin təbiəti, quruluşu və faydalı qazıntıları haqqında məlumat yoxdur. Moxoroviçiç sərhədi kontinentlərdə yer səthindən 25-50 km (orta hesabla 40 km), okeanlarda isə okean diblərindən 5-8 km dərinlikdə izlənir. Ultraabissal zonanı təşkil edən süxurlar qədim yaşlıdır (kembriyəqədər) və güclü metamorfizləşməyə məruz qalmışdır. Faydalı qazıntı daşımayan palingen qranitoidlər də bu zonada qeyd olunur. N.Q.Sudovikovun fikrincə, palingen qranitoidlərin belə bir xüsusiyyəti onunla izah olunur ki, ultrametamorfizm prosesi zamanı asan miqrasiya edən filiz komponentləri metamorfizm səviyyəsindən üstdə yerləşən yuxarı zonalara daşınılır. Ultraabissal zona üçün disten, sillimanit və andaluzit şistləri, rutil, korund, qrafit və floqopit kimi me-

tamorfik mənşəli faydalı qazıntılar səciyyəvidir.



Şəkil 59. Okean plitəsinin qitə plitəsinin altına itələnməsi zamanı endogen filiz yataqlarının formalaşması. *Plitələr*: 1-okean, 2-qitə, 3-5-süxurlar: vulkanik, 4-hipabissal, 4-lava-piroklastik. *Yataqlar*: I-vulkanogen-çökmə, II-plutonogen.

Abissal zona yer səthindən 3-5 km dərinlikdən 10-15 km dərinliyə qədər yerləşmişdir. Zonanı təşkil edən süxurlar (qranitoidlər, hiperbazitlər, bazitlər) yekcins tərkiblidir, onlarla genetik cəhətdən bağlı olan faydalı qazıntı yataqları isə sadə mineraloji tərkibləri ilə fərqlənir. Bu müqabildən maqmatik mənşəli xromit, titanomaqnetit və platinoidlər, nadir metal saxlayan peqmatit, albitit və qreyzen-kvars, nəhayət, skarn və hidrotermal tip nadir əlvan metal yataqlarını göstərmək olar.

Hipabissal zona yer səthindən 1-1,5 kmdən 3-5 km dərinliyə qədər yerləşmişdir. Bu zonanı təşkil edən intruziv süxurlar mürəkkəb tərkibləri, porfir strukturları, böyük qalınlıqlı kənar fasiyaları və digər bu kimi xüsusiyyətləri ilə fərqlənir. Hipabissal zona üçün skarn tip dəmir və mis (plakioqranit və siyenitlərlə), plutonogen hidrotermal qızıl, nadir metal (kiçik intruzivlərlə), likvasiya tip sulfid mis-nikel (əsasi süxurlarla), karbonatit və albitit tip nadir metal (qələvi süxurlarla) yataqları və s. xasdır. Zonanın yuxarı hissələrində yerləşən hidrotermal yataqlar mürəkkəb mineraloji tərkibə malikdir, metalların filizlərdə «kol» şəklində toplanması müşahidə olunur, kolloid teksturalar və strukturlar inkişaf tapır.

Səthə yaxın zona yer səthindən 1-1,5 km dərinliyə qədər izlənir. Bu zonada bazaltlar, riolitlər, turş effuzivlər, ultraəsasi qələvi süxurlar, kimberlit boruları və s. müşahidə olunur. Onlarla genetik cəhət-

dən kolçedan sulfid, vulkanogen hidrotermal mənşəli qızıl, gümüş, qalay, civə və mis yataqları, almaz, karbonatitlər bağlıdır.

Faydalı qazıntı yataqlarının formalaşması uzun müddət davam edən bir prosesdir. Əgər çökmə yataqların əmələgəlmə müddətini nisbətən dəqiq müəyyən etmək mümkündürsə, maqmatik və peqmatit yataqların və xüsusən hidrotermal yataqların formalaşma müddətini təyin etmək çətinlik törədir. A. İvanovun hesablamasına görə, Solikamsk yatağının böyük qalınlıqlı (350-400 m) daşduz və kalium duzları layının toplanması üçün 15-17 min il lazım olmuşdur.

N. Belousa görə, Qərbi Sibirin 1-15 m (bəzən 17 m-ə qədər) qalınlıqlı çökmə mənşəli dəmir filizi layları 1-3÷10-15 mln. il müddətində əmələ gəlmişdir, bir-birinə yaxınlaşmış filizdaşıyan horizontların formalaşması isə 30-50 mln. il çəkmişdir. B. Flerovun məlumatlarına əsasən, Yan-Kolıma qurşağının qalay yataqlarının formalaşma müddəti 20-35 mln. il olmuşdur. P. Lipman və b. göstərir ki, Amerikanın vulkanogen hidrotermal qızıl-gümüş yataqlarının formalaşması vulkanik kalderlərin əmələ gəlməsindən 5-15 mln. il sonra baş vermişdir.

Eyni zamanda onu da göstərmək lazımdır ki, müasir termal bulaqlarla bağlı olan bəzi postvulkanik yataqlar bir aktlı impuls müddətində də (bir neçə yüz min il – bir neçə min il) formalaşa bilərlər.

V FƏSİL

ENDOGEN YATAQLAR

5.1. Maqmatik yataqlar

Maqmatik yataqlar dərinlikdə əmələ gəlmiş əsasi, ultraəsasi və nadir hallarda qələvi intruziv süxurlarda formalaşırlar. Bu yataqların səciyyəvi xüsusiyyətlərindən biri ondan ibarətdir ki, onları təşkil edən filiz kütlələri mineraloji tərkiblərinə görə yerləşdikləri ana süxurlardan az fərqlənirlər. Fərq yalnız ondan ibarətdir ki, miqdarı cəhətdən filiz mineralları, yan süxurlarla müqayisədə yataqlarda daha çoxdur. Silikat ərintisinin soyuması zamanı filizəmələgətirən mineralların ərintidən ayrılaraq toplanması üç yolla gedir. Silikat maqmasında metallar bəzən ilk növbədə ayrılan minerallarının tərkibinə daxil olaraq ərintinin tam kristallaşmasına qədər konsentrasiya əmələ gətirir və ilkin maqmatik (seqraqasion, akkumulyativ) yataqların yaranmasına səbəb olur. Bu cür yataqlarda filiz minerallaşması iri sahələri tutur, lakin faydalı komponentlərin miqdarı onlarda azlıq təşkil etdiyindən, çox zaman möhtəvi filizlər zonası və yaxud şlirlər yaranır; müvafiq olaraq iri yataqlar da az əmələ gəlir. Digər hallarda, tərkibində xeyli miqdarda uçucu birləşmələr saxlayan silikat maqmasından əsas hissə süxurəmələgətirən silikatların (olivin, piroksenlər) bərkiməsindən sonra nisbətən aşağı temperaturda qalıq filiz ərintisindən metalların və onların oksidlərinin kristallaşması baş verir. Bu yolla çox iriölçülü gec maqmatik yataqlar (histermaqmatik, fuziv) yaranır. Filiz kütlələri burada istər xarici təzyiqin, istərsə də qalıq filiz ərintisində tədricən toplanan uçucu komponentlərin yaratdığı daxili gərginliyin təsiri nəticəsində hələ tam bərkiməmiş plastik şəkilli intruziv kütlənin daxilində tektonik cəhətdən zəif zonaları və çatları doldurur. Adətən bu cür filizlər massiv (xalis) tekstura malik olur. Nəhayət, üçüncü halda silikat maqması soyuyarkən iki bir-birinə qarışmayan ərintiyə – filiz və silikat ərintisinə parçalanır; onların ayrılıqda kristallaşması filiz ərintisindən bəzən çox böyük ölçülü maqmatik likvasiya yataqlarının yaranmasına səbəb olur. Bu yataqlar çox nadir hallarda platformaların tektono-maqmatik aktivləşmə sahələrində lopolit formasına malik olan tam diferensiasiyalaşmış qabbro tərkibli

hipabissal intruzivlər içərisində lokallaşır. Filizlər möhtəvi və massiv tekstura malik olur. Möhtəvi filizlər lay şəklində lopolitlərin dibində yerləşir. Massiv filizlər qeyri-düzgün formalı damarlar əmələ gətirir. Beləliklə, silikat maqmasının diferensiasiyasının fərdi xüsusiyyətlərindən asılı olaraq üç qrup maqmatik yataqlar yaranır: 1. İlkin maqmatik; 2. Gec maqmatik; 3. Likvasiya.

Aşağıda maqmatik yataqların fiziki-kimyəvi və geoloji əmələgəlmə şəraitləri araşdırılır.

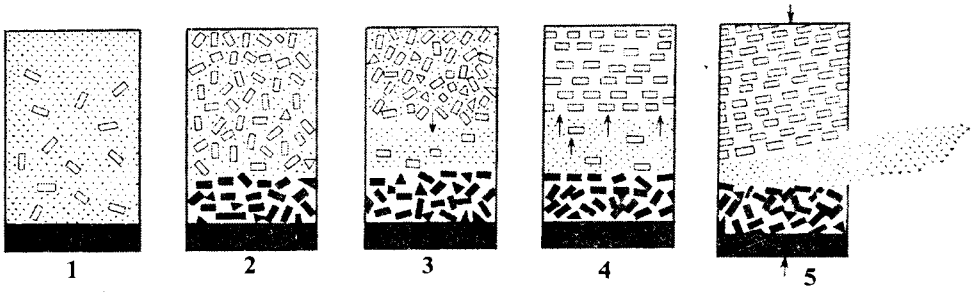
Fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti. Çöl müşahidələri və filizlərin mikroskopik tədqiqatları nəticəsində məlum olmuşdur ki, filiz minerallarının yalnız cüzi bir hissəsi ilkin maqmatik yataqların filizlərində toplanırlar. Filiz minerallarının böyük bir hissəsi isə silikatların əsas kütləsi kristallaşandan sonra qalıq filiz ərintisində konsentrasiya yaradaraq gec maqmatik yataqları əmələ gətirir. Ümumiyyətlə, filiz ərintisinin maqmatik ocaqdan ayrılması prosesi istər kristallik fraksiyalaşma sxemi, istərsə də likvasiya yolu ilə baş verə bilər.

Fraksiyalaşma prosesində silikat kristallarının bərk fazası ilə uçucu birləşmələr və metallarla tədricən zənginləşən duru faza arasında qarşılıqlı əlaqə çox mürəkkəbdir. Bir sıra tədqiqatçıların fikrincə, filizdaşıyan maqmatik hövzənin dib hissəsində dəmirli-maqneziumlu minerallarn zənginləşməsi baş verir. Tədricən toplanan qalıq filiz ərintisi də həmçinin aşağı bataraq intruzivin döşəməsini örtən dəmirli-maqneziumlu mineral topluları üzərində yerləşir, nisbətən yüngül çöl şpatları və digər silikatlarsa üzə qalxaraq filiz horizontunun örtüyünü əmələ gətirirlər. Bu zaman laylaşmış intruzivlərin *uyğun yatmış filiz kütlələri* yaranır. Yox, əgər filiz ərintisi kristallaşmadan qabaq baş verən tektonik gərginliklər nəticəsində qırılmalar boyu kənara sıxılırsa, gec maqmatik inyeksiyaların *kəsən filiz kütlələri* əmələ gəlir. Bu prosesin sxemi 60-cı şəkildə əks etdirilmişdir.

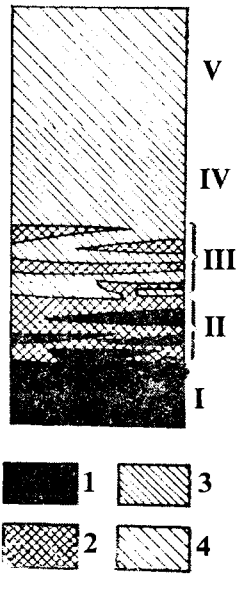
Maqmatik yataqların tərkibi xeyli dərəcədə ana süxurların tərkibi ilə əlaqədardır. Xromitlər dunitlərlə, başqa sözlə, maqneziumla zəngin olan süxurlarla, titanomaqnetitlər-piroksenitlərlə, yəni dəmirlə zəngin olan süxurlarla, apatit və ona bahəm birləşmələr-qələvi süxurların kalsiumla zəngin olan aqpait qanadı ilə assosiasiyadadır və s.

Əksər maqmatik yataqlar zolaqlı quruluşa malik olan diferensiasiyalaşmış intruziv süxurlarda yerləşirlər. Bu cür diferensiasiyanın dərəcəsi müxtəlifdir. Birinci halda yekcins tərkibli zolaqdan digər tərkibli zolağa keçidin tədriciliyi müşahidə olunur, məsələn, Uralın

hiperbazit massivlərində (şəkil 61). Digər halda, kəskin diferensiasiyalaşmış, açıq-aydın laylaşmış və *stratifikasiyalaşmış intruziv massivlər* formalaşır. Məsələn, CAR-dakı Buşveld kompleksinin stratifikasiyalaşmış lopoliti. Bu lopolit maqmatik xromit, titanomaqnetit və platindaşıyan sulfid yataqlarını yerləşdirmişdir. Digər bir misal kimi Rusiyanın qələvi luyavrit-urtit süxurları massivini və onun yerləşdirdiyi nadir metal yataqlarını göstərmək olar.



Şəkil 60. Laylaşmış plutonlardakı gec maqmatik yataqların uyğun və kəsən filiz kütlələrinin formalaşma sxemi (A.Betmana görə): 1-silikat kristallarının ayrılması ilə gedən ilkin mərhələ; 2-dəmirli-maqneziumlu minerallarn ayrılması və onların dibə batması ilə gedən sonrakı mərhələ; 3-filiz ərintisinin dibə soxulması; 4-nisbətən yüngül silikat minerallarının üzə qalxması və uyğun filiz kütlələrinin əmələ gəlməsi; 5-filiz ərintisinin sıxılması (filtr-pressinq) və kəsən filiz kütləsinin əmələ gəlməsi.



Şəkil 61. Ural massivlərində dunitlərin peridoditlərə və piroksenitlərə keçmə sxemi (Q.A.Sokolova görə): I-dunit zonası; II-zolaqlı harsburgit-dunit kompleksi; III-keçid lertsolit-harsburgit; IV-lertsolit zonası; V-piroksenit zonası. 1-dunitlər; 2-harsburgitlər; 3-lertsolitlər; 4-piroksenitlər.

Stilluoter (ABŞ) laylı intruziv massivinin quruluşu çox maraqlıdır. Bu intruzivin ultramafik zonasının (qalınlığı 1050 m) 13 horizontu xromitlə zənginləşmişdir. Bu cür beş horizont 4,5 km, bir horizontsa 9 km dərinliyə qədər izlənilmişdir. Laylanmış intruzivlərin daha bir nümayəndəsi Uraldakı Saranovski massividir. Bu massivdə qalınlığı 3 sm-dən 20 m-ə qədər çatan və böyük məsafəyə uzanmış 20 xromit layı ayrılmışdır.

Müxtəlif tərkibli süxurların, o cümlədən filizdaşıyan layların zolaq şəklində ayrılması maqmanın daxil olmasından əvvəl və daxilol-

ma ərəfəsindəki mürəkkəb diferensiasiya ilə əlaqədardır. Mübahisəli problem hesab edilən bu məsələnin dərinliyinə varmadan aşağıdakıları qeyd etməyi lazım bilirik.

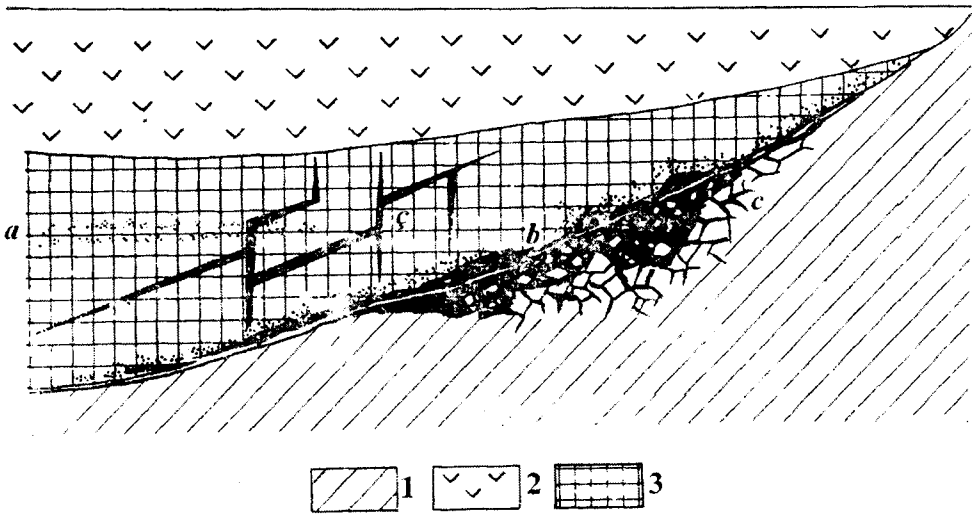
İki tip diferensiasiya ayırmaq olar: *likvasiya* və *kristallaşma*. Birinci halda maqmatik ərinti bərkiməsinə qədər ayrılır, ikinci halda isə ayrılma prosesi bərkimə zamanı baş verir. Həm bu və həm də digər hallarda ərintidəki duru və bərk fazaların müxtəlif sıxlığı səbəbindən onların qravitasiya diferensiasiyası baş verir. Qravitasiya diferensiasiyası ayrılan fazalar arasındakı mübadilə reaksiyası, konveksiya cərəyanı, maqmatik kameradakı diferensiatların yekcins olmayan hərəkəti, tektonik gərginliklərin, qazların təsiri, assimilyasiya prosesi və digər səbəblər üzündən xeyli mürəkkəbləşir. Lakin ikincidərəcəli bu proseslər diferensiasiyaya məruz qalmış massivlərin quruluşunun ümumi şəklini əsla dəyişmir və yalnız bu, ya digər dərəcədə onu mürəkkəbləşdirir.

İstər likvasiya və istərsə də kristallaşma tipli maqmatik diferensiasiya ilkin, yaxud dərinlik və habelə törəmə, yaxud da ki, ərintilərin soyuması yerində yarana bilər.

Likvasiya yataqlarının filiz kütlələri ana intruzivlərin daxilində, kənarlarında və yaxınlığında yerləşərək, singenetik möhtəvi filiz zonalarını və massiv, damarcıq-möhtəvi epigenetik filiz kütlələrini əmələ gətirir. Morfoloji əlamətlərinə görə, likvasiya yolu ilə əmələ gələn filiz kütlələri dörd qrupa bölünürlər: 1) lay şəkilli «asılı» möhtəvi filiz kütlələri, 2) lay və linzayaoxşar, dibdə yerləşmiş və bu, ya digər dərəcədə aşağıda yerləşən süxurlarda yayılan massiv «şlir» və damarcıq-möhtəvi filizlər, 3) təmasyanı brekçiya filizlərinin linzaları və qeyri-düz kütlələri, 4) damarlar (şəkil 62).

Yatağın maqmatik təbiətini sübut edən əsas faktorlardan biri müəyyən elementin maqmadakı yüksək konsentrasiyasıdır. İlkin və gec maqmatik xromit yataqları bir qayda olaraq dunitlərlə, bəzənsə harsburgetlərlə bağlı olur. Onların hər ikisi xromla ən çox zəngin olan süxurlardır. Titan yataqları titanla daha zəngin olan qabbro-anortozit və qələvi ultraəsasi süxur massivlərilə əlaqədardır. Nikel yataqları bu metalı tərkibində çoxlu miqdarda saxlayan maqneziumlu qabbroidlərlə bağlıdır. Eyni sözləri platin qrupu metalları haqqında da demək olar.

Göründüyü kimi, ilkin və gec maqmatik yataqları əmələ gətirən maqma bütün hallarda bir növ xüsusiyyətləşmiş olur.



Şəkil 62. Sulfid mis-nikel yatağı filiz kütlələrinin yerləşmə sxemi (V.İ.Smirnova görə): *a* – asılı filiz möhtəviləri, *b* – dib filiz kütlələri, *c* – təmasyanı filizlər, *ç* – damarlar.
Süxurlar: 1-aşağıda yatan, 2-yuxarıda yerləşən, 3-filizyanı.

Maqmatik likvasiya mis-nikel yataqlarının əmələ gəlməsi bir qədər mürəkkəb şəkildə baş verir. Ultraəsasi süxurların nikellə daha zəngin olmasına baxmayaraq, mis-nikel yataqları bazaltoid komplekslərinin inturzivlərilə bağlı olur. Lakin burada da sulfid mis-nikel minerallaşması süxurların melanokrat, maqneziumla zəngin olan növləri içərisində təsadüf edir.

Maqmatik yataqlar geniş dərinlik və təzyiq diapozonunda əmələ gəlir. Almaz və pirop minerallarının yaratdığı təzyiq şəraiti 150 km dərinliyə uyğun gəlirsə, mis-nikel sulfid filizlərinin (Norilsk) əmələ gəlməsi üçün dərinliyin 1 km olması kifayət edir. Almazın yaranması zamanı təzyiq 500 MPa-ya çatır. Bu qrup yataqların əmələgəlmə temperaturu 1500°C-dən başlayaraq (almaz) 300°C-ə qədər dəyişir (maqmatik yataqlarda filiz əmələ gətirən sulfidlərin bir hissəsi bu temperaturda ayrıla bilər). İ. Foqt göstərir ki, kükürdlü metallar 1500°C-dən yuxarı temperaturda həll olur və bu səbəbdən soyuyan sulfid-silikat maqmasında 900-1200°C arasında ərintinin likvasiyası, yəni iki qarışmayan hissəyə ayrılması baş verir. Sulfidlərin kristallaşmasına gəldikdə isə onların temperaturu xeyli aşağı olur. Məsələn, Norilsk maqmatik likvasiya sulfid mis nikel yatağında sulfidlərin kristallaşması 600-700° temperaturda baş vermişdir.

İlkin və gec maqmatik yataqların fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti likvasiya yataqlarına nisbətən az öyrənilib. Bununla belə, muxtəlif sistemlərin (TiO_2-Fe_2O_3-FeO) MgO-Cr_2O_3-SiO_2, Fe_xO_y-$Ca_5[F(PO_4)_3]$-$Na_2O \cdot 2,7SiO_2$ və s., öyrənilməsi bu qrup yataqların təbiəti haqqında xeyli material əldə etməyə imkan vermişdir.

Geoloji əmələgəlmə şəraiti. Maqmatik yataqlar əsasi, ultraəsasi və nadir hallarda qələvi intruziv süxurlarla genetik əlaqədədir. Bu cəhətdən maqmatik yataqların ilkin mənbəyi kimi qabıqaltı maddə nəzərdə tutulur.

Maqmatik yataqlar konsolidasiyalaşmış zonalarda-geoantiklinallarda və platformalarda, yaxud geosinklinalların struktur-fasial zonalarını ayıran və böyük məsafələrə uzanan dərinlik qırılmaları boyu əmələ gəlir. Bütün hallarda maqmatik ərinti mantiyaya çatan dərinlik qırılmaları vasitəsilə yuxarıya qalxır. Başqa sözlə, regionların inkişafının müxtəlif mərhələlərində maqmatik yataqların qabıqaltı fəza (çox güman, astenosfera) ilə əlaqəsi aydın görünür.

Maqmatik yataqların əsasi, ultraəsasi və qismən qələvi intruziv süxurlarla genetik əlaqədə qeyd edilməsi onların əsas xüsusiyyətlərindən biridir. Bu yataqlar sadə mineraloji tərkibli filiz kütlələrindən ibarət olur. Ona görə də maqmatik yataqların genezisi haqqında mühakimə yürütmək başqa genetik tip yataqlara nisbətən asandır.

Maqmatik yataqlar altı maqmatik formasiya ilə əlaqədə rast gəlinir; onlardan ikisi geosinklinallarda, dördü isə platformalarda inkişaf tapıb. Geosinklinallarda peridotit formasiyası ilə ilkin və gec maqmatik xromit yataqları və bəzən platin qrupu elementləri (osmium, iridium); qabbro-piroksenit-dunit formasiyası ilə əsasən gec maqmatik titanomaqnetit yataqları və digər platin qrupu elementləri (platin, palladium) əmələ gəlir. Bu formasiyalar ilkin inkişaf mərhələsi intensiv effuziv və intruziv maqmatizmlə və eyni xarakterli filizləşmə ilə səciyyələnən geosinklinallarda qeyd olunur. Hər iki formasiya və onlarla bağlı olan maqmatik yataqlar geosinklinalların ilkin inkişaf mərhələsində yaranır. Xromit filizləri daşıyan peridotit massivləri daha tez, titanomaqnetit saxlayan qabbro massivləri nisbətən gec formalaşır. Hər iki formasiyanın intruziv massivləri kəmər şəklində dərinlik qırılmaları boyu qırıq-qırıq yüz kilometrlərlə məsafəyə uzanır. Onlar hipabissal zonanın aşağı zonalarında, abissal zonaya keçid şəraitində kristallaşmışlar.

Platformalarda, daha doğrusu, onların tektonik cəhətdən aktiv-

ləşmiş zonalarında aşağıdakı formasiyaları ayırır: 1) maqmatik likvasiya sulfid mis-nikel yataqları saxlayan əsasi və ultraəsasi süxurlar; 2) almaz daşıyan kimberlit əmələ gətirən ultraəsasi süxurlar; 3) maqmatik-karbonatit yataqları yerləşdirən ultraəsasi-qələvi süxurlar; 4) nadir torpaq elementlərinin, tantal və niobiumun, habelə apatit və apatit-maqnetit filizlərinin gec maqmatik yataqlarını saxlayan qələvi süxurlar.

Birinci və dördüncü formasiya hipabissal şəraitdə formalaşmışdır. Kimberlitlər və karbonatitli ultraəsasi-qələvi süxurlar ultrabissal mənşəlidir, lakin nisbətən yuxarı zonalarda soyumuşdur.

5.1.1. Likvasiya yataqları

Maqmanın silikat və filiz maqmalarına likvasiyası sulfid mis-nikel yataqları üçün eksperimental yolla İ. Foqt və sonralar Y. İ. Olşanski tərəfindən sübut edilmişdir. Filizlər kompleks xüsusiyyətlidir; onların tərkibində nikel və misdən başqa kobalt, platin qrupu metalları, qızıl, gümüş, selen, tellur və s. də olur. Filizlərin mineraloji tərkibi isə qismən birtiplidir. Əsas minerallar pirrotin, pentlandit və xalkopiritdən ibarətdir.

Mis-nikel yataqlarının bir sıra spesifik xüsusiyyətləri onları maqmatik titan və xromit yataqlarından ciddi surətdə fərqləndirir. Əvvəla, titanomaqnetit və xromşpinelidlər qabbroların və dunitlərin aksessor mineralları olub onlarda müəyyən konsentrasiya təşkil edəndə yataqlar əmələ gətirir. Bu yataqlar fiziki-kimyəvi parametrlərinə görə massivlərin formalaşmasından az seçilir. Sulfid mis-nikel yataqlarının formalaşması isə intruziv süxurlardan bilavasitə sulfidlərin geniş iştirakı ilə kəskin surətdə fərqlənir.

İkinci nəzərə çarpan cəhət ondan ibarətdir ki, titan və xromit yataqlarından fərqli olaraq sulfid mis-nikel filizi kütlələri təkcə ana intruziv massivin içərisində deyil, onlardan kənarda da təsadüf edilir. Bu yataqlarda kükürd fəal toplayıcı kimi çıxış etdiyindən mis-nikel filizləri xalkofil xüsusiyyət daşıyır. Bu cəhət onları digər genetik tip sulfid yataqları ilə yaxınlaşdırır.

Geoloji və fiziki-kimyəvi şəraitin dəyişməsinin nisbətən dar çərçivəsində formalaşan xromit və titan yataqlarından fərqli olaraq mis-nikel filizləri ana intruzivin bütün təkamül prosesi boyu əmələ gəlir, formalaşır və dəyişir. Postmaqmatik proseslər də sulfid mis-nikel ya-

taqlarının inkişafında böyük rol oynayır. Bu səbəbdən bəzi tədqiqatçılar onları səhvən hidrotermal və ya pnevmatolit prosesinə aid edirlər. Bu, sulfid mis-nikel yataqlarını xromit və titan yataqlarından fərqləndirən üçüncü əsas cəhətdir.

Sulfid mis-nikel filizlərinin genezisinin aydınlaşdırılmasında kükürdün mənbəyini öyrənmək çox vacib məsələlərdəndir.

Tədqiqatlar (A.P.Vinoqradov, L.N.Qrinenko) göstərirlər ki, əsasi və ultraəsasi süxurların saxladığı kükürd izotop tərkibinə görə meteoritlərin kükürdünə yaxındır. Kükürdün bu cür izotop tərkibi əksər mis-nikel yataqlarının sulfidləri üçün də səciyyəvidir. Başqa sözlə, mis-nikel filizlərinin maqmatik yolla əmələ gəlməsi şubhə doğurmur.

Sulfid mis-nikel filizlərinin maqmatik likvasiya mənşəyinə malik olmasını aşağıdakı faktlar da sübut edir: 1. Sulfid filizləri horizontunun morfologiyası intruziv massivin ümumi strukturuna uyğundur; 2. Çat tektonikası filizləşməyə nəzarət etmir; 3. Sulfid mineralları silikatların interstisiyaları arasında və habelə damcı şəklində yerləşir; 4. Damcıların laylara ayrılması (təbəqələnməsi): aşağıda hökmən ağır pirrotin, yuxarıda isə yüngül xalkopirit yerləşir; 5. Sulfidlərin silikatları əvəzetməsi strukturlarının olmaması.

Sulfid mis-nikel filizləri üçün möhtəvi, nisbətən az möhtəvidamarcıq, brekçiya, zolaqlı və massiv teksturalar səciyyəvidir. Tipik strukturları isə dənəvər və porfir quruluşludur.

5.1.2. İlkin maqmatik yataqlar

Bu yolla möhtəvi və şlir şəkilli xromit və titanomaqnetit, platin, qrafit və köklü almaz yataqları əmələ gəlir.

Xromit şlirlərinin yerləşməsində ümumi qanunauyğunluq qeyd olunmur, bəzən onların bir istiqamətdə uzanması nəzərə çarpır. Çox güman ki, filiz kütlələrinin formalaşması anında dunitlər tam kristallaşmamış və xarici təzyiqə plastik kütlə kimi münasibət göstərmişlər. Möhtəvi xromit şlirləri ilə peridotit və dunitlər arasında keçid tədricidir. Xromşpinelid dənələri aydın idiomorfizmə malikdir, çox zaman onlar sonradan ayrılan silikatlarla sementləşir. Bu mərhələdə əmələ gələn xromit filizlərinin tərkibində pnevmatolit hidrotermal qrup mineralları az iştirak edir. Filizlərdə Cr_2O_3-nin miqdarı adətən yüksək olmur -35-45%. Buşveld massivinin (CAR) xromit və platin yataqları, Klüçevski (Ural) xromit yatağı və s. ilkin maqmatik mərhələdə

əmələ gəlmişdir. Eynilə bu qrupa köklü almaz yataqları da aiddir. Almaz daşıyan kimberlitlər sərt bucaq altında düşən borular əmələ gətirir.

Kimberlit borularında almaz qeyri-bərabər yayılır. Bəzən kimberlit borularında almaz dənələrinə təsadüf edilmir və ya çox az təsadüf edilir, digər hallarda isə çoxlu almaz saxlayan borulara rast gəlinir. Boru daxilində isə almaz qismən bərabər paylanmış olur. Almaz yataqlarına Sibir (Yakutiya), Afrika (Kimberli, Konqo çayı hövzəsi və s.), Avstraliya (Kalimantan, Yeni Cənubi Uels) və Şimali Amerika (Kanada, ABŞ) platformalarında təsadüf edilir.

5.1.3. Gec maqmatik yataqlar

Bu yataqlar epigenetik filiz kütlələrindən təşkil olunur. Filiz mineralları ksenomorf xüsusiyyət daşıyaraq əvvəl əmələ gəlmiş silikatlar üçün sement rolunu oynayır.

Xromit filizlərinin böyük bir qismi gec maqmatik mərhələdə linzaşəkilli dunit massivləri içərisində əmələ gəlir. Gec maqmatik xromit filizlərinin iri yataqları Uralda (Kempirsay və b.), Türkiyədə, CAR-da, Kubada, Filippində, Balkan ölkələrində məlumdur. Gec maqmatik xromit yataqlarında platin qrupu elementlərinə də təsadüf edilir.

Gec maqmatik titanomaqnetit yataqları diferensiasiyalaşmış əsasi süxur massivlərində, xüsusən qabbro-piroksenit-dunit formasiyası süxurları içərisində Uralda (Qusinsk, Kaçkanar), Kola yarımadasında, xaricdə CAR-da (Buşveld kompleksi), Kanadada, ABŞ-da (Labrador, Kvebek) və digər ölkələrdə məlumdur. Titanomaqnetit filiz kütlələri damar, linza, yuva, şlir və s. formalarda olur.

Gec maqmatik apatit-maqnetit yataqları nadir hallarda əmələ gəlir (Kirunavara, İsveç). Bu tip və ona oxşar (Adirondak, ABŞ; Markado, Meksika) yataqlar platformaların qələvi süxur formasiyaları ilə nisbətən az geosinklinalların ilkin inkişaf mərhələsində formalaşan əsasi süxurlarla (Lebyajinsk, Ural) əlaqədardır. Filiz kütlələri damar və linza şəkillidir.

Apatit yataqlarının tipik nümayəndəsi Kola yarımadasındakı Xibin qələvi intruziv massivilə genetik əlaqədə olan linzaşəkilli yataqdır. Filiz linzaları zonal quruluşludur – yuxarıda ləkəli, mərkəzi zonada – zolaqlı, aşağıda isə – tor şəkilli apatit filizləri yerləşir. Bu tip ya-

taqların formalaşmasında uçucu komponentlər böyük rol oynayır.

Nadir torpaq yataqları da qələvi süxur massivlərilə genetik əlaqədə əmələ gəlir. Filizləşmə diferensiasiyalaşmış qələvi intruziv kompleksində dəfələrlə növbələşən foyyait-urtit-luyavrit lay dəstələrində nadir metal minerallarından (lomonosovit, murmanit, limprofillit, evdialit, loparit) təşkil olunmuşdur.

Maqmatik yataqlar arxeozoydan – aşağı proterozoydan başlayaraq mezokaynozoya qədər bütün epoxalarda əmələ gəlmişdir. Radiometrik məlumatlara görə, ən qədim maqmatik yataqlardan Kola yarımadasındakı Monça və Allareçensk mis-nikel yataqlarını göstərmək olar. Bu yataqların yaşları müvafiq olaraq 2600 və 2500 mln. ildir.

5.2. Peqmatit yataqları

Peqmatit proses adı altında əksər tədqiqatçılar uçucu komponentlərlə zənginləşmiş ən geç pay qalıq silikat maqmasının kristallaşmasını nəzərdə tuturlar. Bu proses dərinlik şəraitində baş verir, əmələ gələn peqmatitlərsə eyni tərkibli intruzivlərlə bağlı olub, onların ayrılmış hissələri hesab edilir. Peqmatitləri ana intruziv kütlələrindən fərqləndirən əsas cəhətlər onların kiçik ölçüləri, damara və yuvaya oxşar formaları, zonal daxili quruluşları, dənələrinin qeyri-bərabər ölçüləri, bu süxurları təşkil edən bəzi minerallarn çox iri kristalları və maqmatik mənşəli ilkin mineral assosiasiyalarının metasomatizmə məruz qalmazıdır. Peqmatitlərin tərkibinə daxil olan əksər minerallar müxtəlif uçucu birləşmələr-minerallaşdırıcılar saxlayır. Minerallaşdırıcılara üstünlük təşkil edən sudan başqa, CO_2, NC_1, NF, CO_2, S, CH_4, H_3BO_3, H_3PO_4 kimi birləşmələr də aiddir. Müəyyən edilmişdir ki, uçucu komponentlərin miqdarı çoxaldıqca silikat ərintisinin özlülüyü azalır və onun kristallaşma temperaturu kəskin surətdə aşağı düşür (ərintidə 1% N_2O olanda ərimə temperaturu 30-50°, 10-12% olanda isə 300-400°C aşağı düşür).

Peqmatitlər bütün növ püskürmə süxurları üçün məlumdur. Bununla belə, qranit peqmatitləri üstünlük təşkil edir. Nisbətən az qələvi, xeyli az əsasi və ultraəsasi peqmatitlərə təsadüf edilir.

A.Y.Fersman (1940) qranit peqmatitləri içərisində *təmiz xətli* və *çarpazlaşmış peqmatitlər* ayırır. Təmiz xətli peqmatitlər qranitlərdə və tərkibcə onlara yaxın olan süxurlarda (qranit-qneyslər, kristallik şistlər) yatır. Onlar formalaşma prosesində tərkiblərini mürəkkəbləş-

dirmir. Çarpazlaşmış peqmatitlər qranitlərdən tərkibcə fərqlənən digər süxurların içərisində əmələ gəlir. Adətən bu tip peqmatitlərin əmələ gəlməsi ərintinin çatlarla qranitdən fərqlənən digər tərkibli süxurlara düşməsi ilə izah edilir: Bu zaman yan süxurlarla peqmatit ərinti arasında mübadilə gedir, ərinti yan süxurlardan tərkibində saxlamadığı və ya çox az saxladığı komponentləri alır. Mübadilə daha intensiv gedirsə, peqmatit ərinti artıq miqdarda saxladığı komponentləri, əsasən SiO_2 və K_2O-ni yan süxurlara verir. Təbiidir ki, bu cür proses nəticəsində əmələ gələn çarpazlaşmış peqmatitlərin tərkibi bir qədər mürəkkəb olacaqdır. Çarpazlaşmış peqmatitlər iki növ olur: *hibrid və desilisləşmiş.*

Əgər yan süxurlar peqmatitlərdən tərkibcə kəskin seçilmirsə, o zaman peqmatit ərinti bu süxurlardan bəzi elementləri alacaqdır. Məsələn, yan süxurlar gil şistlərindən ibarət olan zaman peqmatit ərinti bu süxurlardan alüminiumu alır və peqmatitlər üçün qeyri-adi hesab edilən andaluziti, kianiti və sillimaniti əmələ gətirir. Yox əgər ərinti kalsiumla, dəmirlə, maqneziumla zəngin olan süxurlara daxil olursa, o, bu elementləri mənimsəyir və hornblend, piroksen, titanit, skapolit kimi mineralları əmələ gətirir. Bu yolla hibrid peqmatitlər yaranır.

Desilisləşmiş peqmatitlər o zaman əmələ gəlir ki, peqmatit ərinti tərkibcə onlardan kəskin surətdə fərqlənən süxurlara, məsələn, SiO_2 ilə kasıb olan və qələvi saxlamayan ultrabazitlərə, yaxud da heç SiO_2 saxlamayan karbonat süxurlarına düşmüş olsun. Bu zaman ərinti tərkibində az miqdarda saxladığı komponentləri yan süxurlardan almaqla yanaşı, eyni zamanda onlara SiO_2 və K_2O-ni də verir. Nəticədə, desilisləşmiş peqmatitlərin tərkibi kəskin surətdə dəyişir.

Peqmatit kütlələri sadə və mürəkkəb damar formaları əmələ gətirir. Bəzən linzalara, damcı görünüşlü kütlələrə, yuvalara və borulara da rast gəlinir. Peqmatit kütlələrinin ölçüləri də müxtəlif olur. Məsələn, Mama və Vitim tayqalarındakı peqmatit damarlarının uzunluğu 200 m, qalınlıqları isə 50 m-ə çatır. Cənubi Tyanşandakı peqmatit damarları düşmələri üzrə 700 m izlənilir. ABŞ-dakı bəzi peqmatit damarlarının uzunluğu 1500 m, qalınlığı isə 150 metrdən artıqdır. Nəhayət, buradaca uzunluğu 6 km-ə, qalınlığı isə 50 m-ə çatan və 200 m dərinliyə izlənən unikal mikadaşıyan peqmatit damarı rast gəlir.

Peqmatitlərin mineraloji tərkibi əsasən silikatlardan və oksidlərdən ibarətdir. Təmiz xətli qranit peqmatitləri kalium çöl şpatlarından, kvarsdan, plagioklazdan (albit, oliqoklaz) və biotitdən təşkil olunmuşdur.

Peqmatit əmələ gətirən bu minerallardan başqa müxtəlif dərəcədə muskovit, topaz, berill, turmalin, lepidolit, flüorit, apatit, nadir və radioaktiv elementlərin mineralları və nadir torpaqlar da iştirak edir.

Əksər tədqiqatçıların (Q. Roze, A. Breytqaupt, Q. Rat, Q. Voyçax, A.Y. Fersman, İ. Foqt və s.) fikrincə peqmatitlər üçün, xüsusən təmiz xətli qranit peqmatitləri üçün, mikroklinin (74%) və kvarsın (26%) evtektik bitişmə strukturları (yazılı qranit və ya yəhudi daşı adlanır) və ayrı-ayrı minerallarının çox iri kristalları səciyyəvidir.

Peqmatitlər tərkiblərinə və daxili quruluşlarının xüsusiyyətlərinə görə *sadə* (diferensiasiyalaşmamış) və *mürəkkəb* (diferensiasiyalaşmış) olur. Sadə qranit peqmatitləri əsasən kalium çöl şpatlarından və kvarsdan ibarətdir. Mürəkkəb peqmatitlər nisbətən müxtəlif mineraloji tərkibə və zonal quruluşa malik olur.

Fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti. Peqmatitlər əsas etibarilə abissal zonaya uyğun gələn böyük dərinliklərdə (2-10 km) təzyiqin güclü təsiri şəraitində əmələ gəlmişdir (prosesin əvvəlində 800-500 MPa, sonunda 200-120 MPa-ya qədər; B.M. Şmakin, 1976).

Peqmatit əmələgəlmə prosesinin ilkin temperaturu haqqında müxtəlif fikirlər mövcuddur. Əgər əldə edilmiş bütün fikirləri ümumiləşdirsək qranit peqmatit ərintisinin ilkin temperaturunu təxminən 800-700° qəbul etməliyik. Ümumiyyətlə isə peqmatitlərin quruluşunu müəyyən edən əsas proseslər 600-200°C temperatur arasında baş vermişdir.

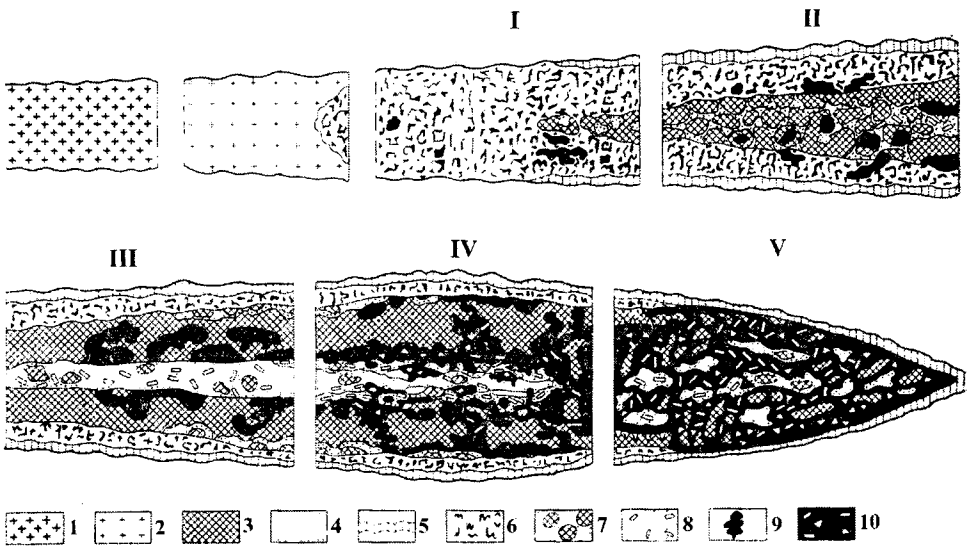
Peqmatitlərin formalaşması prosesinin fiziki-kimyəvi təkamülü ən mübahisəli məsələlərdən biri olaraq qalır. Bu haqda bir neçə fikir mövcuddur.

Ən tam və müfəssəl fikir A.Y.Fersman tərəfindən söylənilmişdir. A.Y.Fersman hesab edir ki, qalıq peqmatit ərintisi uçucu komponentləri, o cümlədən suyu, hədsiz miqdarda həll etmək qabiliyyətinə malikdir. Maqmatik ocaqdan ayrılan və süxurlarda hər hansı bir boşluğu dolduran bu ərinti orada kristallaşaraq tədricən təkamül edir, temperaturun azalması nəticəsində bir neçə mərhələdən (fazadan) keçir, lakin artıq maqmatik mənbə ilə əlaqədə olmur. Beləliklə, A.Y. Fersman peqmatitlərə qapalı fiziki-kimyəvi sistem kimi baxır. Onun fikrincə, peqmatitlərin kristallaşması evtektikadan (mikroklin 74%+ kvars 26%) başlayır. Sonra, peqmatitləri təşkil edən minerallarının əsas kütləsi flüiddən (qazlı-maye qarışıqdan) kristallaşmağa başlayır. Bu səbəbdən peqmatit minerallarının kristalları çox iri ölçülərə malik olur. A.

Y Fersmana görə, peqmatitlər ən axırda hidrotermal məhlullardan kristallaşdıqlarından onların bütün əmələgəlmə prosesi çox geniş temperatur intervalında (700-50°C) getmişdir.

K.A.Vlasov (1952) peqmatitlərin ərintilərdən-məhlullardan əmələ gəlməsindən bəhs edərkən silikat ərintisində suyun məhdud miqdarda həll olmasını nəzərə alır, yerdə qalan bütün cəhətlərdə isə A.Y.Fersmanın fikrini qəbul edir.

Diferensiasiyalaşma dərəcəsinə görə K.Vlasov 5 tekstur-paragenetik tip peqmatitlər ayırır (şəkil 63).



Şəkil 63. Peqmatitlərin tekstur-paragenetik tiplərinin sxemi (K.A.Vlasova görə): 1-qranit; 2-peqmatoidli qranit; 3-mikroklin; 4-kvars; 5-muskovit-kvars-çöl şpatı tərkibli təmas haşiyələri və zonaları; 6-yazılı və qranit strukturlu peqmatit; 7-blok zonası; 8-monomineral mikroklin zonası; 9-kvars-spodumen zonası; 10-əvəzetmə kompleksləri və zonaları: albit, kvars, muskovit, mikroklin reliktləri, nadir metal mineralları (lepidolit, adətən seziumlu beril, niobat-tantalatlar, turmalin, spodumen və b.); I-bərabərdənəli və yaxud yazılı; II-blok şəkilli; III-tam diferensiasiyalaşmış; IV-nadir metal əvəzetmiş; V-albit-spodumen tiplər

Birinci tipə (bərabərdənəli və ya qrafik) sadə peqmatitlər aid edilir. Onlar əsas etibarı ilə kvarsdan və çöl şpatlarından ibarətdir. İkinci (blok) tipə mikroklin blokları aid edilir. Bu cür bloklar peqmatitlərin adətən çox inkişaf tapdığı yazılı strukturlarla əhatələnmişdir. Üçüncü (tam diferensiasiyalaşmış) tip peqmatitlər kvars nüvəsi, mikroklin və yazılı zonaların inkişafı ilə səciyyələnir. Dördüncü (nadir metal əvəz-

etməsi) tipdə bunlardan başqa, nadir metal mineralları yığımı inkişaf edir. Və, nəhayət, beşinci tipə spesifik albit-spodumen peqmatitləri aid edilir ki, onlar da K.Vlasova görə, peqmatitlərin ən yüksək diferensiasiya formasını təmsil edir.

Aşağı tipdən yuxarı tip peqmatitlərə keçdikcə peqmatitlərin quruluşundakı zonaların sayı artır, nadir metal minerallaşması ilə müşayiət olunan metasomatit toplulların rolu çoxalır, mineralların kipləşməsi gedir, onların növləri genişlənir, qranit və yazılı struktur zonaların ölçüləri kiçilir. Birinci iki tip peqmatitlər geniş yayılmışdır, üçüncü tip – nisbətən nadir, dördüncü və beşinci tiplər isə daha nadirdirlər. Peqmatit sahələrində yüksək tip peqmatitlərin iştirakı burada aşağı tip peqmatitlərin də olmasını göstərir, əksinə isə yox-yəni peqmatit sahələrində aşağı tip peqmatitlərin iştirak etməsi yüksək tip peqmatitlərinin olmasını təmin etmir.

İkinci hipotez amerikan (R. Cons, K. Landes, Y. Kameron, F. Xess, V. Şeller) və keçmiş İttifaqın geoloqları (D.S. Korjinski, V.S. Sobolev) tərəfindən irəli sürülmüşdür. Bu tədqiqatçılar peqmatitləri iki sərbəst qrupa ayırırlar: 1) peqmatit boşluqlarının zonal doldurulması; 2) peqmatitlərin metasomatik dəyişmələrə məruz qalması. Müvafiq olaraq peqmatitlərin əmələ gəlməsi də iki sərbəst mərhələyə parçalanır: maqmatik və pnevmatolit-hidrotermal.

Maqmatik mərhələdə boşluq maqmatik ərinti ilə dolur və sadə peqmatitlər (çöl şpatı, kvars) yaranır. Bu ərintidən fraksion kristallaşma sxemi üzrə zonal peqmatitlər əmələ gəlir. Sistem bu mərhələdə yarıbağlı olur, başqa sözlə, sistemə yeni maddələrin daxil olması baş vermir, maddələrin bir hissəsinin peqmatitdən kənara xaric olunması isə mümkündür. Pnevmatolit-hidrotermal (metasomatik) mərhələdə, sistem tamamilə açılır. Dərindən qalxan qazlı-sulu minerallaşmış məhlulların təsiri altında əvvəl çökmüş minerallar metasomatizmə məruz qalır; mübadilə reaksiyasının məhsulları isə peqmatit kütlələrindən kənara daşınılır və peqmatitlərin metasomatik dəyişilmiş hissələri formalaşır. Onların tərkibi adətən kvarsla, albitlə, muskovitlə və habelə nadir və radioaktiv metalların mineralları ilə səciyyələnir. Bu yolla «mürəkkəb» peqmatitlər əmələ gəlir.

Üçüncü hipotezi A.N. Zavaritski (1953) irəli sürmüş, V.D. Nikitin (1968) isə onu inkişaf etdirmişdir. Bu alimlər xüsusi peqmatit ərintisinin varlığını inkar edirlər. Adları çəkilən tədqiqatçıların fikrincə peqmatit əmələ gətirən məhlullar qranitlərə və bu süxurların damar

derivatlarına (aplitlər, qranit-porfirlər və s.) təsir edərək onları yenidən kristallaşdırır, metasomatik dəyişir və peqmatitləri əmələ gətirir.

Ən sonuncu, dördüncü hipotez 1956-cı ildə Q. Ramberq tərəfindən irəli sürülmüşdür. O, bu hipotezi Qrenlandiyanın qərbindəki qədim kristallik lay dəstələrinin peqmatitlərini öyrəndikdən sonra təklif etmişdir. Bu tədqiqatçının fikrincə peqmatitlər metamorfizmin reqressiv mərhələsində formalaşır, təzyiq və temperatur şəraitindən asılı olaraq iki əsas qrupa ayrılır. Birinci qrupa metamorfizmin distensillimanit fasiyasında 800-750 MPa təzyiqdə və 650-620°C temperaturda formalaşan muskovitli peqmatitlər, ikinci qrupa isə andaluzit-sillimanit fasiyasının nadir metal peqmatitləri aiddir. Onlar 500-450 MPa təzyiqdə və 670-520°C temperatur şəraitində əmələ gəlir. Q. Ramberq metamorfizm dərəcəsindən asılı olaraq metamorfogen-metasomatik, metamorfogen-anatektik və metamorfogen-palingen peqmatitlər ayırır.

Birinci halda peqmatitlər metamorfogen məhlulların təsiri altında formalaşırlar. Bu cür formalaşma peqmatit əmələgətirən elementlərin seçmə yolla toplanması və yığılaraq təkrarən çökdürəlməsi hesabına baş verir; bu sxem A.N.Zavaritskinin hipotezinə yaxındır. İkinci və üçüncü hallarda seçimli əriyib ayrılma baş verir və peqmatitlər turş palingen ərintilərin iştirakı ilə formalaşırlar; bu sxem isə A.Y.Ferşmanın və amerika məktəbi geoloqlarının fərziyyələrinə yaxındır.

Metamorfogen konsepsiyanın əsas çatışmayan cəhəti peqmatitlərin yalnız qədim metamorfik komplekslərdə əmələ gəlməsi fikridir və bu səbəbdən konsepsiyanı fanerozoyun metamorfizləşməmiş süxurları içərisində yatmış peqmatitlərə şamil etmək qeyri-mümkündür.

Müvafiq olaraq, peqmatitlərin formalaşması haqqında fiziki-kimyəvi hipotezlər arasındakı fərq beş əsas bənd üzrə baş verir: 1) peqmatit əmələgətirən maqmatik ərintinin rolu; 2) metasomatozun, o cümlədən, metamorfogen metasomatozun rolu; 3) dəyişilməyə səbəb olan məhlulların mənbəyi; 4) sistemin qapanma dərəcəsi; 5) asan həll olan birləşmələrin, o cümlədən, maqmatik ərintidəki su buxarlarının həll olma dərəcəsi (cədvəl 6).

Beləliklə, əksər tədqiqatçılar bu və ya digər dərəcədə silikat süxurlarının hesabına əmələ gəlmiş metasomatik proseslərin əhəmiyyətini təsdiqləyirlər və göstərirlər ki, bu prosessiz sənaye qiymətli peqmatitlərin əmələ gəlməsi mümkün deyildir. Qalıq maqmatik ərintinin sənaye xammalının əmələ gəlməsindəki roluna gəldikdə, bu, axıra qədər aydınlaşdırılmamışdır və hələ ki, mübahisəli olaraq qalır.

Cədvəl 6

Peqmatitlərin əmələgəlmə hipotezlərinin müqayisəsi

Hipotez	Qalıq maqmatik ərintinin rolu	Metasomatik proseslərin rolu	Metasomatik məhlulların mənbəyi	Sistemin qapalılıq dərəcəsi	Maqmada yüngül uçucuların həll olma dərəcəsi
Qalıq məhlul (A.Fersmana və b. görə)	Əsaslı	Yardımçı	Peqmatitlərin daxilində	Qapalı	*Qeyri-məhdud*
Qalıq məhlul və metasomatik məhlullar (R.Cons və b)	Nəzərə alınır	Mühüm	Dərinlik	İlk öncə çıxarılma üçün açıq, daha sonra tam açıq	Baxılmır
Metasomatik məhlullar (A.Zavaritski, V.Nikitin)	İnkar edilir	Əsaslı	Peqmatitlərin daxilində Dərinlik	İlk öncə qapalı, daha sonra, çıxarılma üçün açıq Tam açıq	Məhdud
Metamorfogen	İnkar edilir	Əsaslı	Yerli	Açıq	Məhdud

Geoloji əmələgəlmə şəraiti. Peqmatitlər qırışıqlıqdan sonra əmələ gəlmiş kütlələrdir. Onlar qırışıqlığın sonrakı mərhələlərində metamorfizmə məruz qala bilir, lakin heç bir zaman metamorfizm prosesi ilə eyni vaxtda yaranmır. Adətən peqmatit yataqları geosinklinalların orta və gec inkişaf mərhələlərində formalaşan normal və çox turş qranit formasiyaları ilə assosiasiya təşkil edir. Qranit intruzivləri geosinklinalların maksimum əyilmiş daxili hissələrinə uyğun gəldiklərindən onlar, adətən qırışıqlıq vilayətlərində kəmər şəklində yüz və min kilometrlərlə məsafəyə uzanır (Mama, Zabaykal; Kola, Kareliya, Şimali Amerika, Appalaç, Pireney, Cənubi Afrika, Malayya qurşaqları və s). Məsələn, Qızılqum – Türküstan qranit intruzivləri qurşağının uzunluğu 1200, Appalaç qurşağının 4000, Sibir qurşağınınsa 4500 km-ə çatır.

Aktivləşmiş və intensiv aktivləşmiş platformalarda qranit, əsasi süxur və xüsusən qələvi maqmatik formasiyaları ilə bağlı olan peqmatitlər məlumdur.

Peqmatitlər özlərinin maksimum inkişafını kembriyəqədərki dövrdə tapmışdır və tədricən inkişaflarında miqdarca azalır.

Peqmatitlər ana intruziv massivlərin tavana yaxın hissələrində və bu massivlərin daxili və xarici kontakt zonalarında yerləşir. Belə ki, peqmatitlər intruzivlərin dərinliyinə doğru 2-3 km, tavanın süxurları-

na tərəf isə 2 km-ə qədər məsafəyə uzanır. Çox zaman peqmatitlər intruzivlərin zirvə hissələrində qruplaşır.

Peqmatitlər digər qrup endogen faydalı qazıntılardan çox seçilir. Genetik nöqteyi-nəzərdən və fəzaca onlarla yalnız spesifik plutonogen hidrotermal kvars-qreyzen və yaxud pnevmatolit hidrotermal nadir metal (qalay, volfram və s.) yataqları assosiasiya təşkil edir. Bu yataqlar peqmatitlərlə birlikdə yerləşərək regional miqyaslı nadir metal kəmərlərini əmələ gətirir.

Peqmatitlərdən hasil edilən ən qiymətli faydalı qazıntı muskovitdir. Onun əsas yataqları Rusiyada Qərbi Sibirdə (Mama), Kareliyada, Kola yarımadasında, Hindistanda və Braziliyadadır. Təmiz xətli qranit peqmatitlərinin mineralları olan kalium çöl şpatı və kvars faydalı qazıntı kimi şüşə, keramika və abraziv sənaye sahələrində işlənilir. Onun iri yataqları Ukraynada və Şimali Kareliyada məlumdur. Nadir metal mineralları saxlayan peqmatitlər də böyük əhəmiyyət daşıyır. Bu cür peqmatitlərdən dağ bülluru, optik flüorit, qiymətli daşlar, litium və berillium, bəzən qalay, volfram, torium, uran, niobium, tantal, nadir torpaqlar çıxarılır. Dağ bülluru və flüorit metasomatik dəyişilmiş peqmatitlərin açıq boşluqlarında əmələ gəlir. Qiymətli daş (topaz, berill, akvamarin, turmalin, qranat, ametist) saxlayan peqmatitlər Rusiyada, Qazaxıstanda, Braziliyada, Cənubi Afrikada, Avstraliyada məlumdur. Peqmatitlərdəki litium yığınları lepidolit, spodumen, ambliqonit, sinnvaldit və bu kimi minerallarla bağlıdır. Onlar litium filizi kimi istismar olunur. Bu tip iri yataqlar ABŞ-da mövcuddur. Berill, tantal, niobium və nadir torpaq saxlayan peqmatit yataqları Norveçdə və ABŞ-da, uran və torium saxlayan peqmatit yataqları isə Kanadada, Norveçdə və Madaqaskarda məlumdur. Bəzi peqmatitlər qalay daşıyırlar (Qazaxıstanda Kalba sıra dağları). Ultraəsasi süxurlardakı desilisləşmiş peqmatitlərlə korund (Borzovka, Ural) və zümrüd, qələvi nefelinli peqmatitlərlə isə çöl şpatı, nefelin və habelə nadir torpaq minerallarının yataqları əlaqədardır.

5.3. Karbonatit yataqları

Karbonatitlər sırf karbonat süxurları olub ultraəsasi qələvi maqmatik süxur kompleksləri ilə əlaqədardır. Onlar təbiətdə çox az təsadüf edilən mineral xammal növləri (niobium, nadir torpaqlar, apatit, floqopit, vermikulit və s.) daşıyır. Karbonatitlər sənaye konsentra-

siyasına cavab verə bilən miqdarda maqnetit, sirkon, tantal, stronsium kimi faydalı qazıntılar da saxlayır.

Hazırda Yer üzündə 200-ə yaxın karbonatitli ultraəsasi qələvi süxur massivləri müəyyən edilmişdir. Onlardan təxminən 75-i Afrikada Böyük Afrika qırılmaları zonasında (Uqanda, Keniya, Tanzaniya), 60-ı Rusiyada, 15-i Kanadada, Braziliyada, ABŞ-da, Skandinaviyada, AFR-də məlumdur.

Fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti. Karbonatitlər yer səthinə yaxın sahələrdə əmələ gəlmiş kütlələrdir. Lakin onların kökləri böyük dərinliklərə uzanır. Belə ki, kəşfiyyat buruqları vasitəsilə 300-500 m dərinlikdə kəsilən karbonatitlərdə pazlaşma meyli çox zaman qeyd olunmur. Digər tərəfdən, bəzi karbonatit massivlərinin erozion kəsimlərinin öyrənilməsi də bu massivlərin dərinlik ocaqları ilə sıx əlaqədə olmasını göstərir. Məsələn, Qulinsk (Şərqi Sibir) ultraəsasi qələvi massivinin erozion kəsimi 1500 m, Alne (İsveç) massivinin 2000 m, Sette-Daban (Sibir) karbonatitlərininsə, hətta 10 km-ə çatır. Karbonatitlər çox böyük təzyiq diapozonunda əmələ gəlmişdir. Ultraəsasi qələvi süxur massivlərində eksploziv brekçiyaların geniş inkişafı isə yüksək daxili təzyiqin çox zaman partlayışlarla və qaz çıxışları ilə öz həllini tapmasını göstərir. Bir sözlə, karbonatitlərin formalaşması təzyiqin kəskin surətdə dəyişməsi şəraitində baş verir. Məsələn, Qulinsk yatağının karbonatitləri 100-60 MPa təzyiq şəraitində əmələ gəlmişdir (L. Panina və b.).

A. Kuxarenkonun məlumatına görə, karbonatitlərin əmələgəlmə temperaturu-ilkin, kalsit karbonatitləri üçün 600-430°C, gec ankerit-siderit karbonatitləri üçün isə 150-100°C təşkil edir.

Beləliklə, karbonatitlərin formalaşması istər təzyiqin, istərsə də temperaturun geniş surətdə dəyişməsi fonunda gedir.

Karbonatitlərin karbonatlarındakı qazlı-maye daxil olmalarının öyrənilməsi (N. Evzikova və b.) də maraqlı məlumatlar vermişdir. Daxil olmaların məhlulları konsentrasiyalıdır və çoxlu miqdarda stronsium, kalium, natrium saxlayır. Kalsitlərdə natriumun kalium üzərində, dolomitlərdə isə kaliumun natrium üzərində üstünlüyü müəyyən edilmişdir. Anionlardan məhlullarda Cl^{1-}, HCO_3^{1-}, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, iştirak edir.

Karbonatitlərin genezisi mübahisəli məsələlərdəndir. Əvvəllər bəzi geoloqlar (R. Deli, S. Şend, A. Mak Qreqor, T. Cevers və b.) karbonatitlərə çökmə əhəng daşlarının ksenolitləri kimi baxırdılar.

Hesab edilirdi ki, ksenolitlər intruzivlərin «soxulması» zamanı onlarla gətirilmiş və təkrarən kristallaşmışdır. Hazırda bu fikir bir çox əsaslı səbəblərdən öz tərəfdarlarını itirmişdir: 1) karbonatitli ultraəsasi qələvi süxur massivlərinə bir sıra hallarda çökmə karbonat süxurlarının iştirak etmədiyi rayonlarda rast gəlinir (Kola yarımadası, Afrikanın bəzi rayonları); 2) karbonatitlər silikat süxurlarında yaranan faydalı qazıntı kütlələri-damarlar, damarcıqlar, ştokverklər əmələ gətirir və karbonatlaşmış silikat süxurlarının reliktlərini saxlayır; 3) karbonatitlər çökmə karbonat süxurlarına xas olmayan və çoxlu miqdarda TR, Nb, Ta, F, Sr saxlayan mineral paragenezisləri daşıyır; 4) karbonatitlərdə çökmə karbonat süxurlarından fərqli olaraq $^{14}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$ və $^{26}Mg/^{24}Mg$ izotoplarının nisbəti xeyli yüksəkdir.

Karbonatitlərin əmələ gəlməsi haqqında hazırda iki fikir mövcuddur – məxsusi maqmatik və hidrotermal-metasomatik. Birinci halda karbonatitlərə səciyyəvi intruziv süxurlar kimi baxılır (V. Breqger, X. Basset, D. Beyli, Y. Larsen, R. Erikson, L.S. Yeqorov, A. Lapin, A. Jabin və b.), ikinci halda isə güman edilir ki, (N. Bouen, Y.M.Şeynmann, A.A. Kuxarenko, A.İ. Ginzburq, L.S. Borodin, Y.M.Epşteyn, A.A. Frolov və b.), karbonatitlər metasomatoz prosesinin inkişafı ilə əlaqədardır. Onlar kritik temperaturdan yuxarı və hidrotermal şəraitdə yaranmışdır.

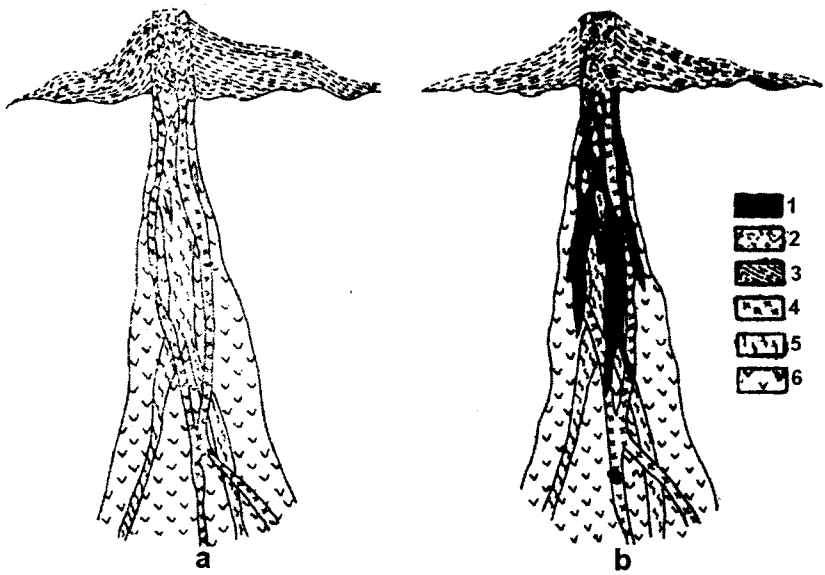
V.İ. Smirnovun fikrincə, dərinlik karbonatitləri maqmatik ərintidən formalaşmışdır; ilkin maqma tədricən yuxarıya müəyyən səviyyəyə qalxana qədər ərintinin qaynaması baş verir və sistemin qazlı-maye fazası fəaliyyət göstərməyə başlayır. Bu səbəbdən bəzi tədqiqatçılar dərin kəsimə malik olan yataqları öyrənərkən onlarda bilavasitə maqmatik genezisə xas olan cəhətlərin varlığını göstərirlər. Zəif eroziyaya məruz qalmış karbonatit kütlələrində isə metasomatik mənşənin xüsusiyyətləri daha çox qeyd edilir. Bununla əlaqədar olaraq, V.İ. Smirnov karbonatit qrup yataqlarını üç sinfə ayırmağı məqsədəuyğun hesab edir: maqmatik, hidrotermal və qarışıq mənşəli.

Geoloji əmələgəlmə şəraiti. Karbonatit daşıyan, ultraəsasi qələvi süxur massivləri platformaların aktivləşmiş sahələrində və yaxud qırışıqlığını bitirmiş strukturlarda dərinlik qırılmaları zonaları boyu formalaşır. Massivlərin tərkibində mərkəzi tipli ultraəsasi qələvi platforma intruzivlərinin geniş inkişafı və digər geoloji-geofiziki məlumatlar, maqmanın bu qırılmalar boyu 100-150 km dərinlikdən-mantiyanın yuxarı qatlarından qalxmasını göstərir (Y.M. Şeynman və b.).

Ultraəsasi qələvi süxur massivlərinin səciyyəvi xüsusiyyətləri onların mürəkkəb tərkibə və diferensiasiyalaşmış konsentrik-zonal quruluşa malik olmalarıdır. Bu cür massivlərin formalaşmasının son fazalarında qələvilər toplanmağa başlamışdır.

Karbonatitlər ultraəsasi qələvi süxur massivlərinin formalaşmasının postmaqmatik mərhələsində törəmə süxurlarla, xüsusən biotitli və floqopitli mikalarla sıx assosiasiyada əmələ gəlirlər. Onlar en kəsimi bir neçə yüz metrdən 7-8 km-ə çatan ştoklar (Cənubi Afrika) və yaxud konusvari, halqavari və radial daykalar əmələ gətirir. Daykaların qalınlığı 10 m, uzunluğu 1-2 km-ə çatır. Karbonatitlər əsasən karbonatlardan (80-90%) təşkil olunmuşdur.

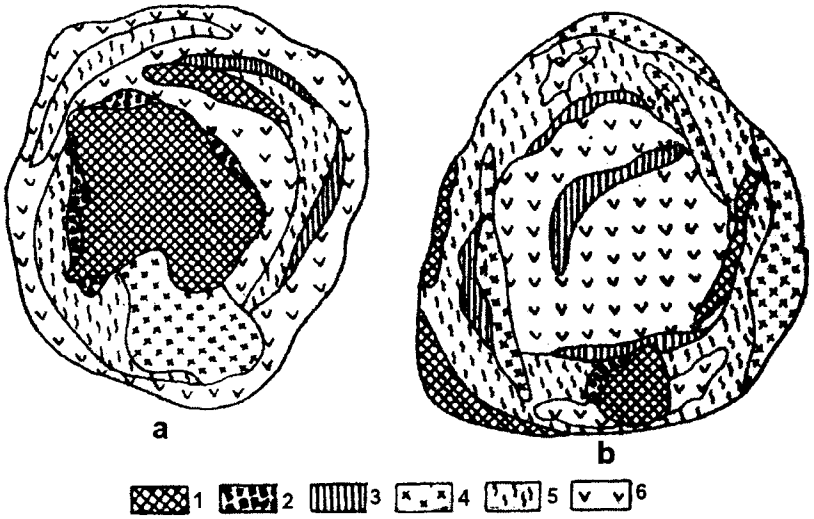
Əksər karbonatitli massivlər mərkəzi tip subvulkanik intruzivlər olub, zonal daxili quruluşa malikdir (şəkil 64 və 65).



Şəkil 64. Açıq tipli massivlərin vertikal zonallıq sxemi (A.İ.Ginzburqa və Y.M.Epşteynə görə): a-karbonatitlərin formalaşmasına qədər, b-karbonatitlərin formalaşmasından sonra: 1-karbonatitlər; 2-vulkan ağzı fasiyanın süxurları; 3-ultraəsasi qələvi effuzivlər və onların tufları; 4-qələvi və nefelinli sienitlər; 5-iyolit qrupu süxurlar; 6-hiperbazitlər.

Karbonatitli ultraəsasi qələvi süxur massivlərinin yaşı dərinlik qırılmalarının əmələgəlmə və yaxud təzələnmə vaxtlarından asılıdır. Kembriyəqədər, paleozoy, mezozoy və kaynozoy yaşlı massivlər məlumdur. Kembriyəqədər yaşlı massivlər (Afrikanın və Şimali Amerikanın bəzi karbonatitləri, Aldan) az inkişaf tapmışdır. Keçmiş SSRİ

ərazisində xüsusən paleozoy yaşlı ultraəsasi qələvi süxur massivləri məlumdur (Kola yarımadası, Şərqi Sayan, Sette-Daban, Kokçetav). Dünya üzrə öyrənilmiş bütün karbonatitli massivlərin yarıdan çoxu mezozoy və kaynozoy yaşlıdır.



Şəkil 65. Ultraəsasi qələvi süxur massivlərinin düz (a) və əks (b) zonallıq sxemi (A.İ.Ginzburqa və Y.M.Epşteynə görə): 1-karbonatitlər; 2-forsterit-maqnetit-apatit filizləri, 3-silikat metasomatitləri, 4-siyenitlər, 5-iyolit-melteygitlər, 6-hiperbazitlər

5.4. Postmaqmatik yataqlar

Maqmanın soyuması prosesi anında, xususən intruziv suxurların formalaşmasından sonra, ondan qazaoxşar və duru postmaqmatik məhlullar ayrılmağa başlayır. Bu məhlullar maqmadan uçucu komponentlər və habelə bir çox metal və qeyri-metal elementləri çıxarır. Postmaqmatik məhlullar yan süxurlar boyu hərəkət edərək onlarla qarşılıqlı əlaqəyə girir, öz faydalı yüklərini çökdürür və beləliklə, sənaye cəhətdən çox əhəmiyyətli postmaqmatik yataqları əmələ gətirir.

Postmaqmatik məhlulların öz mənbəyini maqmadan almasının, başqa maqmatik proseslərlə sıx əlaqəsini göstərən faktlar çoxdur. Xüsusən fəaliyyətdə olan vulkanların və isti mineral bulaqların öyrənilməsi tədqiqatçılara xeyli məlumat vermişdir.

Alyaskada 1912-ci ildə püskürmüş Katmay və Novorupta vulkanlarının fumarol fəaliyyətlərinin məhsullarında maqnetit, hematit,

molibdenit, qalenit, sfalerit, kovellin və bu kimi minerallar qeyd olunmuşdur. Hesablanmışdır ki, fumarollar hər il 1250 000 t HCl və 200 000 t HF xaric edir. Göründüyü kimi maqmanın qaz emanasiyaları metalları toplayaraq daşıyıb çökdürmə qabiliyyətinə malikdir.

Stimbot-Sprinqs və Salfar-Benks (ABŞ) isti mineral bulaqlarından ayrılan buxar və qazlar H_2O, H_2S, CO_2, SO_2, CH_4 və N_2 kimi birləşmələr saxlayır. Bulaqların yaxınlığında yer səthindən 100 m dərinlikdə yan süxur boşluqlarını doldurmuş kinovar və hətta krustifikasiya teksturalı kinovar saxlayan kvars damarı müşahidə olunmuşdur.

5.4.1. Postmaqmatik məhlulların təbiəti

Son illərə kimi filizdaşıyan məhlulları qarışdırılmış duru həqiqi qələvi məhlullar kimi qəbul edirdilər. Bu fikri irəli sürən alimlər (V. Lindqren, K. Ross, L. Qreyton) mineral yataqların əmələ gəlməsində qazlı məhlulların rolunu inkar edir və güman edirlər ki, təkamül yolu ilə qatı silikat ərintisindən az qatışıqlı filiz əmələ gətirən sulu məhlul ayrılır; özü də silikat ərintisində uçucuların və xüsusən suyun məhdud dərəcədə həll olunması nəzərə alınmır.

Lakin R. Horansonun təcrübələri göstərmişdir ki, uçucu komponentlərin maqmada həll olması xeyli məhduddur. Bununla əlaqədar olaraq V.A.Nikolayev hesab edir ki, maqma kristallaşdıqca və uçucuların miqdarı artdıqca qalıq ərintidə elə bir vəziyyət yaranır ki, uçucu komponentlərin miqdarı ifrat dərəcəsinə çatır. Bu andan etibarən xarici təzyiqin böyüklüyündən asılı olmayaraq uçucular artıq homogen ərintidə qala bilmir və onların qaz mərhələsində ayrılması baş verir, başqa sözlə, maqmatik distilyasiya başlanır.

Ayrı-ayrı uçucu komponentlərin doyma həddi müxtəlif olduğundan yəqin ki, ayrılan qaz mərhələsinin tərkibi fasiləsiz, ardıcıl olaraq dəyişəcəkdir.

V.A. Nikolayev filizdaşıyan məhlulların qaz mərhələsində ayrılmasını və maqmanın tərkibinə daxil olan müxtəlif komponentlərin buxarlarının elastikliyini nəzərə alaraq qazların turş reaksiyaya malik olmasını qəbul edir. Bunu yüksək temperaturlu avtometamorfizm prosesləri (qreyzenləşmə, skapolitləşmə, turmalinləşmə) də təsdiq edir. Maqmatik ocaqdan ayrılan turş qaz yuxarıya qalxdıqca durulaşır və turş məhlula keçir. Bu məhlullar qələvi xüsusiyyəti daşıyan yan süxurlarda hərəkət edərkən turşuluğunu tədricən itirərək neytralla-

şacaq və qələvi məhlula çevriləcəkdir.

Beləliklə, hazırda filizli məhlulların maqmadan ayrılmasına və xüsusiyyətinə dair iki fikir mövcuddur: 1) qələvi xassəli duru həqiqi məhlulların silikat ərintisinin təkamülü nəticəsində əmələgəlməsi; 2) məhlulların qaz xüsusiyətinə malik olması və silikat ərintisindən yüksək temperaturda ayrılması, onların turş tərkibi. Birinci fikri L. Qreyton, ikincisini isə əksər geoloqlar (K. Fenner, S.S. Smirnov, V.A. Nikolayev, N. Bouen, E. İngerson və b.) irəli sürmüşlər.

Ümumiyyətlə, belə güman edirlər ki, proses inkişaf etdikcə postmaqmatik məhlulların tərkibi də dəyişir, bu hal nəinki temperatur və təzyiqdən və onlarla bağlı olan kimyəvi çevrilmələrdən, habelə mühitin oksidləşdirici-bərpaedici potensialından da asılıdır. Sulfidli məhlullar səthə yaxın şəraitdə oksidləşmə prosesində çoxlu miqdarda güclü $[SO_4]^{2-}$ anionunun əmələ gəlməsi nəticəsində mühitin turş reaksiyasını qəbul edə bilər. Lakin hidrotermal minerallaşma prosesinə səbəb olan əksər kimyəvi reaksiyalar yəqin ki, zəif qələvi, yaxud neytral mühitdə baş verir.

5.4.2. Faydalı komponentlərin postmaqmatik məhlullarla daşınması yolları

Hidrotermal məhlullarla faydalı komponentlərin daşınması haqqında dörd əsas hipotez mövcuddur: 1) Hidrotermal filizləri əmələ gətirən mineralların ionlu məhlullarla daşınması; 2) Hidrotermal filizləri əmələ gətirən mineralların kolloid məhlullarla daşınması; 3) Maddələrin sadə ionlu məhlullarının asan həll olan birləşmələr şəklində daşınaraq sonradan çətin həll olan minerallar şəklində çökdürülməsi; 4) Maddələrin kompleks ionlu məhlullarının asan həll olan birləşmələr şəklində daşınaraq sonradan çətin həll olan birləşmələr şəklində çökdürülməsi.

Mineral maddələrinin həqiqi məhlullarda daşınması hipotezi. Bu hipotezin tərəfdarlarının fikrincə, hidrotermal filizləri yaradan minerallarn kristallaşması məhlulların temperaturunun aşağı düşməsi, konsentrasiyasının isə artması ilə yanaşı gedir. Onlar bu prosesi duzlu göllərin buxarlanaraq duzları çökdürməsinə oxşar hesab edirlər. Lakin çoxdan məlumdur ki, əksər filiz mineralları, xüsusən sulfidlər suda, hətta yüksək temperaturda belə həddindən artıq kiçik həllolma qabiliyyətinə malikdir. Sulfid minerallarının həqiqi sulu məhlullarda həd-

dindən artıq az həll olması səbəbindən sulfid filiz kütlələrinin əmələ gəlməsi üçün bu məhlulların çatlardan qeyri-adi miqdarda keçməsini qəbul etmək lazımdır. R. Qarrels qeyd edir ki, bir neçə ton mis sulfidi filizinin çökməsi üçün çat divarları arasından Aralıq dənizinin həcminə bərabər miqdarda qatışdırılmış məhlul keçməlidir. Nəzəri tədqiqatlara görə, sulfidlərin həll olması 10^{-5}-dən 10^{-8} və hətta 10^{-27} -ə qədərdir. Bu hipotezin bir qədər dəyişilmiş variantını vaxtilə F. Smit təklif etmişdi. Smitin konsepsiyasına görə, metalların daşınması həll olunan qoşa sulfid birləşmələri şəklində, yəni metal sulfidlərinin Na_2S-lə (məsələn, $HgS \cdot 2Na_2S$, $CuSNa_2S$ və s.) birləşməsi şəklində mümkün ola bilər.

Ağır metalların kükürdlü birləşmələrinin məhlullarda kolloid şəklində daşınması hipotezi. Müxtəlif metalların sulfidlərinin qələvi və turş həqiqi məhlullarda həddindən artıq az həll olunması eksperimental yolla müəyyən edildikdən sonra bir çox geoloqlar (X. Boydell, R. Qarrels, F.V. Çuxrov, O.D. Levitski və b.) sulfidlərin kolloid məhlullarda daşınması fikrinə yönəlirlər. Bu fikrin nəzəri cəlb edən əsas cəhətlərindən biri ondan ibarətdir ki, sulfidlərin əksəriyyətinin kolloid məhlullarında həll olunması həqiqi məhlullara nisbətən dəfələrlə artıqdır. Digər tərəfdən, kolloid məhlullar hər hansı bir fiziki-kimyəvi şəraitdə aerozollar və hidrozollar şəklində yarana bilər. Postmaqmatik filiz kütlələrində bir çox mineralların (pirit, xalkopirit, sfalerit, qalenit, kassiterit və s.) kollomorf teksturalarının qeyd edilməsi də onların kolloid məhlullardan çökməsini göstərir.

Yuxarıda göstərilən diqqətəlayiq cəhətlərə baxmayaraq, bu hipotez bir sıra geoloqlar (A.Q. Betextin, S.S.Smirnov, C.Qrüner və b.) tərəfindən qəbul edilmir. Bu aşağıdakı səbəblərdən doğur: 1. Maqmatik hövzədən ayrılan filizli məhlulların lap əvvəldən kolloid xüsusiyyətli olması az inandırıcıdır. F.V. Çuxrov hesab edir ki, maqmatik ərintidən qazlı kolloidlər və yaxud aerozollar ayrıla bilər, lakin dərinlikdə minlərlə atmosfer təzyiqə məruz qalan mühitdə, küllü miqdar aerozolların əmələ gəlməsi üçün ciddi məhdudiyyət qeyd olunmalıdır; 2. Mineral maddələrinin maqmatik ocaqdan başlamış filizlərin çökməsi yerinə qədər kolloid məhlulları şəklində koaqulyasiyaya məruz qalmadan daşınması çətin qəbul oluna bilər. Məlumdur ki, kolloid sulfid məhlullarının əsas davamlılıq amili H_2S-dir. Əgər məhlul durğun vəziyyətindədirsə, o zaman məhlulda həll olmuş və peptitləşdirici kimi çıxış edən

H_2S koaqulyasiyanın qarşısını ala bilir, başqa sözlə maddələrin məhluldan çökməsi baş vermir. Lakin məhlul hərəkətə gələn kimi (hərəkət xarici təzyiqin aşağı düşməsi istiqamətində olur) H_2S digər həll olunmuş qazlarla yanaşı məhlulu tərk edəcək və koaqulyasiyaya səbəb olacaqdır. Əgər bu proses bizim təsəvvür etdiyimiz şəkildə baş vermiş olsaydı koaqulyatlar, xüsusən sulfid kütlələri, lap ilk anlarda, yəni mənbə yaxınlığında, məhlullardan ayrılmalı idi. Beləliklə, mənbədən uzaqlaşdıqca məhlullar sulfidlərlə kasıblaşmalı idi. Təbiətdə isə A.Q.Betextinin göstərdiyi kimi, çox zaman əks hallara təsadüf edilir: dərinliyə getdikcə sulfid filizləşməsi kvars damarlarının pazlaşmamasına baxmayaraq tədricən azalır; 3. Özlü kolloid məhlullar hidrotermal filizləşmə prosesi üçün səciyyəvi hesab edilən intensiv diffuziya və infiltrasiya metasomatozu doğura bilməz. Yüksək konsentrasiyalı kolloid məhlullar bir qədər geniş (enli) çatlarda sərbəst hərəkət etmək imkanına malik olduqları halda, incə çatlı və ya incə məsaməli suxurlarda bu imkanlardan xeyli məhrum olur, çünki məhlullar çat divarlarına böyük sürtünmə qüvvəsi sərf edir. Bu səbəbdən məhlulların hərəkəti kəskin surətdə aşağı düşür və hətta kəsilir. Dispers mühiti (həlledici) bu cür sədlərlə qarşılaşanda irəli gedə bilir, lakin onlarda asılı vəziyyətdə iştirak edən bərk maddələrin dispers hissəcikləri isə sədlərdən keçə bilmir və toplanır. Bu, özlülüyün çoxalmasına səbəb olur və maddənin çökməsinə gətirib çıxarır. Təbiətdə geniş yayılmış bu hal geologiyada «süzülmə effekti» kimi məlumdur.

Metalların kükürdlü birləşmələrinin sadə ionlu məhlullarda asan həll olan birləşmələr şəklində daşınması fikrini A. Q. Betextin söyləmişdir. O hesab edir ki, hidrotermal məhlullar dərinlikdə su buxarlarının kondensasiyası şəraitində yarandıqları anda tərkibcə mürəkkəb, həqiqi, başqa sözlə, konsentrasiyalaşmış ion-molekulyar məhlullar olub silisium (həll olmuş formada) və elektrik neytral qazlar (H_2S, CO, HCl, NF və b.) saxlamışdır. Bu məhlullarda ağır metalların yüksək miqdarı o zaman mümkün ola bilər ki, onlar asan həll olan birləşmələr şəklində iştirak etsin. Bu cür asan həll olan metallik birləşmələrdən xloridləri, floridləri, bor birləşmələrini və s. göstərmək olar. A.Q. Betextinin fikrincə, metalların postmaqmatik məhlullarla daşınması bu birləşmələr şəklində olmuşdur. Metalların müxtəlif sulfidlər, oksidlər və digər birləşmələr şəklində çökərək yataqlar əmələ gətirməsi isə sonrakı reaksiyalar nəticəsində baş vermişdir.

Fəaliyyətdə olan vulkanların fumarollarının öyrənilməsi göstərmişdir ki, onlar təkcə gülli miqdarda HCl və HF çıxarmır. Vulkan məhsullarında çox zaman ağır metalların xloridlər və oksixloridləri ($PbCl_2$ – kotunit, PbClF – matlokit, $CuCl_2 \cdot Cu(OH)_2$ – melanotallit, $FeCl_3$ – molizit, $MnCl_2$ – skakkit və b.) də iştirak edir.

Postmaqmatik məhlullarda halogenlərlə yanaşı eyni zamanda H_2S-də iştirak edir. A.Q. Betextinin təsəvvürünə görə, bu birləşmə hidrotermlərin yaranması anında 400°C-ə yaxın temperaturda, dissosiasiyalaşmamış H_2S molekulları vəziyyətində olduğundan metalların halogenləri ilə reaksiyaya girmir və onlarla bu və ya başqa məsafəyə daşınılır. Hidrotermlər soyuduqca inert H_2S elektrolitik dissosiasiyaya məruz qalır və suda kimyəvi cəhətdən fəal S^{2-} və $[S_2]^{2-}$ anionlarına parçalanır. Bu anionlar halogenlərin kationları ilə mübadiləyə girərək metalları sulfidlər şəklində çökdürür:

$$FeCl_2 + H_2S = FeS + 2HCl$$
həll olunur *həll olunmur*

A.Q.Betextinin təklif etdiyi hipotez sulfidlərin əmələ gəlməsini izah etdiyi halda, çətin həll olan digər hidrotermal mənşəli mineralların yaranmasını aydınlaşdırmır. Bundan başqa, bu hipotezin Y. N. Olşanski və V. İvanenko tərəfindən tənqid edilməsini də nəzərə almaq lazımdır. Adları çəkilən alimlər öz məlumatlarına və C. Ferhugenin hesablamalarına istinad edərək göstərmişlər ki, məhlulun temperaturu azaldıqca H_2S-in elektrolitik dissosiasiyasının konstantası artmır, əksinə azalır. Bununla əlaqədar olaraq məhlulda müvafiq metalların xloridlərinin və H_2S-in birgə iştirakı o deməkdir ki, sulfidlər yüksək həll olma qabiliyyətinə malikdir. Bu isə mümkün deyildir.

Mineral maddələrinin asan həll olan birləşmələr şəklində kompleks ion-molekulyar məhlullarda daşınması hipotezi son vaxtlar özünə üstün mövqe tutmağa başlamışdır. Hələ 1859-cu ildə V. Hittorf kompleks ion-molekulyar məhlulların mövcud olmasının mümkünlüyünü göstərmişdir. Onun fikrincə bu cür məhlullarda həll olmuş maddənin elektrolitik dissosiasiyası aşağıdakı pillələrlə həyata keçir: polimer molekullar→kompleks ionlar→sadə ionlar. Bu hipotezin diqqəti cəlb edən cəhəti ondan ibarətdir ki, metalların kompleks birləşmələrinin həllolma qabiliyyəti onların sadə ion formalarında həll olunmasından milyon dəfələrlə artıqdır. Eyni zamanda kompleks ionlar məh-

lulların fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərinin dəyişilməsinə çox həssasdır, onlar tezliklə sadə ionlara parçalanıb çətin həll olan birləşmələr şəklində çökür.

Metalların kompleks birləşmələr şəklində daşınmasına aid bir neçə misal gətirək. Uran üçün R. Rafalski tərəfindən öyrənilən uran-karbonat və uran-silikat kompleksləri; $Na_4UO_2(CO_3)_3$ və ya $Ca_2UO(CO_3)_3$ tipli uran-karbonat komplekslərinin otaq temperaturunda bir litr suda həll olması on qramlarla təşkil edir. Məhlulda CO_2-nın miqdarının azalmazı və mühitin pH-nın dəyişməsilə (pH 5-6-dan 8-9-a qədər olanda davamlıdır) komplekslərin də parçalanması baş verir. Uran-silikat kompleksləri ($Na_2O \cdot UO_3 \cdot mSiO_3$) nisbətən zəif öyrənilmişdir. V. Barsukov qalay üçün $Na[Sn(F, OH)_6]$, N. İ. Xitarov, C. Xemli və H. Anderson qurğuşun üçün $Pb(HS)_3$, K. Krauskopf sink və civə üçün $HZnS_2$ və HgS_2, V. Beleventsev və b. civə üçün $Hg(HS)_2$, $Hg(HS)$, HgS_2^{2-}, V. Şerbina sürmə və molibden üçün $2Na_3SbS_3$ və Na_2MoS_4, A. Novoselova berillium üçün $Be(F,OH)_3$, İ. Aleksandrov tantal və niobium üçün $Na_2[TaF_7]$ və $Na_2[NbF_7]$, N. Tyurin qızıl üçün $-Me(S_2O_3)_2$ və b. kompleks ionlarının mümkün olmasını göstərirlər.

5.4.3 Postmaqmatik məhlulların hərəkətetmə səbəbləri

Hidrotermal yataqların maqmatik hövzədən qalxan məhlullar hesabına yaranması hazırda şübhə doğurmur. Məhlulların yuxarı qalxması, yəqin ki, onların çat əmələgəlmə nəticəsində məruz qaldığı xarici təzyiqin daxili təzyiqdən az olması ilə izah edilməlidir. Mübahisə doğuran əsas məsələ filizli hidrotermlərin hərəkətetmə səbəbləridir. Bəzi geoloqların (V. Lindqren, K. Ross) fikrincə, maqmanın kristallaşması nəticəsində fasiləsiz ayrılan qazlar özlərinin qabağınca qatılaşmış məhlul sütununu itələyir. Əksər geoloqlar bu fikrin tərəfdarıdır.

A.Q. Betextin hesab edir ki, dartılma nəticəsində çatların əmələ gəlməsinin ilk anında seyrəklənmiş mühit (vakuum) əmələ gəlməlidir. Əgər boş çatların qurtaracağı hidrotermal məhlulların toplandığı sahəyə çatarsa təzyiqlər fərqi nəticəsində məhlul bu çatlara sorularaq dolacaqdır. Bu cür mexanizm nəticəsində çat boşluqlarının məhlullarla dolması mümkündür, lakin artıq onların hərəkəti baş verməyəcəkdir, belə olan halda filiz əmələ gətirən maddələrin daşınması yalnız diffuziya qanunlarına əsasən mümkündür. Bununla belə, bu prosesin hesabına filiz kütlələrinin büsbütün əmələ gəlməsi inandırıcı deyil.

Ümumiyyətlə, hidrotermal məhlullarda maddələrin daşınması onların hərəkət edən məhlullarda infiltrasiyası və durğun məhlulda diffuziyası nəticəsində mümkündür.

5.4.4. Maddələrin postmaqmatik məhlullardan çökməsi səbəbləri və yolları

Postmaqmatik məhlullardan mineralların çökməsi hidrotermal sistemin temperaturunun, təzyiqinin, konsentrasiyasının dəyişməsi və digər səbəblərdən baş verə bilər. Məhlulların qaz halının dəyişərək durulaşması, həqiqidən kolloid halına keçməsi, turşuluğunu itirərək qələviləşməsi mühitin pH-nın dəyişməsinə, kolloidlərin koaqulyasiyasına, süzülmə effektinə və bu kimi hallara gətirib çıxarır. Bütün bunların nəticəsində məhlullarla daşınılan komponentlərin tam və ya qismən çökməsi baş verir. Müxtəlif tərkibli məhlulların öz aralarında və yaxud dərinlikdə hərəkət edən meteor suları ilə qatışması da müxtəlif komponentlərin postmaqmatik məhlullardan çökməsinə səbəb ola bilər. Məhlulların hərəkəti su keçirməyən ekranla məhdudlaşırsa və yaxud onlar çatların əyilmə yerlərindən keçirsə bu zaman məhlulların sürəti azalacaq və komponentlərin çökməsi baş verəcəkdir. Məhlulların hərəkəti boyu onlara qələviləşdirici təsir göstərən bitumlaşmış süxurlar rast gələrsə, bu halda da postmaqmatik məhlullardan mineral komponentləri çökəcəkdir.

Lakin A.Q. Betextinin göstərdiyi kimi, mineral maddələrin postmaqmatik məhlullardan çökməsinin əsas səbəbi mübadilə xarakterli (o cümlədən oksidləşmə-bərpaedici) reaksiyalar olmuşdur.

5.4.5. Kükürdün və oksigenin postmaqmatik məhlullardakı rejimi

Kimyəvi cəhətdən fəal olan kükürd və oksigenin metal ionları ilə reaksiyaları hidrotermal mənşəli filizlərin əmələ gəlməsi üçün böyük əhəmiyyətə malikdir.

Kükürd, oksigendən fərqli olaraq bir neçə ion əmələ gətirir. Bu ionlar kükürdün müxtəlif oksidləşmə dərəcəsini göstərir. A.Q. Betextin kükürd ionlarının oksidləşmə dərəcəsinin artmasını səciyyələndirən aşağıdakı sıranı təklif etmişdir:

$$S^{2-} \rightarrow [S_2]^{2-} \rightarrow S^{o} \rightarrow S^{4+} \rightarrow S^{6+}.$$

Bu sıranın sadə ikivalentli anionu – S^{2-} həll olmuş H_2S-in elektrolitik dissosiasiya məhsulu olub nisbətən qələvi mühitində davamlıdır. Bu anion bir çox sulfidlərin (FeS, PbS, ZnS, Cu_2S, HgS və s.) tərkibinə daxil olur. Onların əksəriyyəti mühitin oksidləşdirici-bərpaedici potensialının geniş diapozonda dəyişməsi şəraitində davamlıdır. Belə ki, sfalerit, qalenit, xalkopirit, molibdenit və bu kimi minerallar təkcə sulfidlərlə yox, dəmirin digər oksidlərilə – maqnetitlə və hətta Fe-un yüksək oksidi hesab edilən hematitlə sıx paragenezisdə rast gəlinir. Digər sulfidlər, məsələn, pirrotin və alabandin, məhlullardakı oksigen rejiminə daha həssasdır. Buna görə də pirrotinə heç bir vaxt hematitlə paragenezisdə rast gəlinmir, alabandin isə nəinki hematitlə, hətta digər dəmir oksidlərilə (məsələn, sideritlə) yanaşı qeyd olunmur. Sulfidlərlə birlikdə ağır metal oksidlərinin paragenetik assosiasiyası kimyəvi reaksiyaların bir qədər oksidləşdiriçi şəraitdə getməsini sübut edir.

Qoşalaşmış $[S_2]^{2-}$ ionları saxlayan sulfidlərdən kükürdlə zəngin piriti, markaziti, bəzən vaesiti (NiS_2), kattiyeriti (CoS_2), lauriti (RuS_2) və həmçinin mis sulfidlərindən kükürdlə ən çox zəngin olan kovellini göstərmək olar. Sırf pirit kolçedan yataqlarının əmələ gəlməsi filizəmələgəlmə prosesinin pirrotin yataqlarının formalaşması ilə müqayisədə daha oksidləşdirici şəraitdə baş verməsini göstərir. Müvafiq olaraq kükürd ionlarının konsentrasiyası da yüksək olmuşdur, bu isə məhlulların xeyli soyuması ilə izah edilə bilər.

Kükürd sırasında növbəti yerdə duran elektrik neytral S^{o} atomu ionlu kimyəvi reaksiyalarda iştirak etmir. Bu səbəbdən məhlullarda kimyəvi çevrilmələr nəticəsində atom halında kükürd yaranırsa, o, nisbətən yüksək temperatur şəraitində kimyəvi cəhətdən fəaliyyətsiz reaksiya məhsulu kimi asanlıqla miqrasiyaya məruz qalacaqdır. Miqrasiya yalnız o vaxt kəsiləcəkdir ki, neytral kükürd atomu bərpaedici və ya oksidləşdirici təsirə məruz qalaraq bu və ya digər iona çevrilsin. Bu cür miqrasiya pirrotinin kütləvi surətdə maqnetitlə əvəz edilməsi zamanı baş verir: $3FeS+2O_2 = Fe_3O_4 + 3S$. Dəmir sulfidinin dəmir oksidilə əvəz edilməsi oksigenin konsentrasiyasının ciddi surətdə artması ilə izah olunur. Çox nadir hallarda hidrotermal yataqlarda kükürd sərbəst şəkildə kollomorf teksturalı sfaleritlə, qalenitlə, gipslə, baritlə assosiasiya təşkil edir (Zakarpat). Sərbəst kükürdün məhlullardan ayrılaraq çökməsi yer üzünə yaxın şəraitdə 110°C-dən aşağı

temperaturda baş verir.

Bir qədər turş mühitdə pirrotinin maqnetitlə əvəz edilməsi aşağıdakı sxem üzrə gedir: $3FeS+5O_2=Fe_3O_4+3SO_2$. Bu reaksiya nəticəsində əmələ gəlmiş $-SO_2$ molekullarında kükürd dördvalentli kation – S^{4+} şəklində iştirak edir. Bu kükürd ionu üçün mühitin çox böyük oksigen potensialı səciyyəvidir. Heç də təsadüfi deyildir ki, bu cür şəraitdə əmələ gələn kükürd qazı (SO_2) külli miqdarda vulkan fəaliyyətinin (solfatarların) qazaoxşar məhsullarında müəyyən edilir. Çox güman ki, o, hidrotermal prosesin yer üzünə yaxın şəraitdəki fəaliyyəti nəticəsində də əmələ gəlir.

Kükürd sırasında S^{6+} kationu sonuncu yerdə durur. O, kükürdün ən yüksək oksidləşmə məhsulu olub tam oksidləşmə şəraitində davamlı olan $[SO_4]^{2-}$ kompleks anionunun tərkibinə daxildir. Buna görə də sulfatlar (barit, nisbətən az selestin, anhidrit) səthə yaxın şəraitdə formalaşan hidrotermal yataqlarda geniş inkişaf tapmışdır. Sulfatlara nisbətən dərində yerləşmiş yataqlarda da rast gəlinir, lakin bu zaman onlar yalnız ən gec minerallaşma mərhələlərində qeyd olunur. Bu isə sonrakı pay qalıq məhlullarında oksigenin konsentrasiyasının artmasını göstərir.

Hidrotermal filizləşmə prosesində kükürdün rejiminin dəyişməsi zaman daxilində baş verdiyi halda, oksigenin rejiminin dəyişməsi eyni zamanda məkan daxilində də gedir. Onun konsentrasiyası və yaxud parsial təzyiqi hidrotermal məhlulların yolu boyu aşağıdan yuxarıya doğru intensiv artır. Bu səbəbdən S^{2-} ionlarının $[SO_4]^{2-}$ ionlarına qədər oksidləşməsi asan həll olan və məhluldan çökməyən mis və sink sulfatlarının yaranmasına səbəb olur və bu metalların yataqları əmələ gəlmir.

Təbii şəraitdə istər kükürdlü, istərsə də oksigenli birləşmələr əmələ gətirən metallar (dəmir, qalay və b.) H_2S-lə doymuş hidrotermal məhlullarda oksigenin aşağı konsentrasiyası zamanı məhlullardan əsas etibarilə sulfidlər şəklində, oksigenin yüksək konsentrasiyası zamanı isə – oksidlər formasında ayrılaraq çökürlər. Oksigenə çox yaxın olan və təbii şəraitdə sulfidləri əmələ gətirməyən metallar (uran, volfram) H_2S-lə doymuş güclü qələvi mühitində hidrotermal məhlullarla o vaxta qədər miqrasiya edirlər ki, onların ayrılması üçün məhlullarda oksigen ionlarının konsentrasiyası kifayət etmiş olsun. Məhlullarda ionlar şəklində miqrasiya edən bir sıra metallar (məsələn, qızıl, gümüş, bismut) bərpaedici şəraitdə onların yüksək oksid-

ləşmə-bərpaedici potensialı ilə əlaqədar olaraq məhlullardan sərbəst şəkildə ayrılırlar.

Müxtəlif metallar kükürd və oksigenlə müxtəlif qohumluq əlaqəsinə malikdirlər. Bu səbəbdən, hidrotermal filizəmələgəlmə prosesində daha çox qohumluq əlaqəsinə malik olan metallar bütün digər bərabər şəraitdə, metallardan daha tez ayrılaraq çökürlər.

5.5. Skarn yataqları

Skarnlar əhəngdaşı-maqneziumlu-dəmirli silikat süxurları olub intruzivlərin karbonatlarla, az miqdarda silikatlarla təmasında metasomatik yolla əmələ gəlirlər.

Skarnlar içərisində sənaye tipli dəmir, mis, kobalt, volfram, molibden, qalay, qurğuşun, sink, qızıl, uran, bor, berillium, floqopit, qrafit, xrizotil-asbest, talk, andaluzit, kordiyerit və digər faydalı qazıntı yataqları məlumdur.

Skarn termini geoloji ədəbiyyata ilk dəfə A.Tornebom tərəfindən daxil edilmişdir. Lakin filizdaşıyan süxurlar kimi skarnlar yalnız X.Syeqrenin, V.Qoldşmidtin, P.Suşinskinin tədqiqatlarından sonra maraq doğurmağa başlamışdır. Skarn yataqları təmas (kontakt) zonasında əmələ gəldiyindən onlara kontakt (V.A.Obruçev, F.N.Şaxov), kontakt-metamorfik (F.Xess, Y.Larsen), kontakt-metasomatik (A.Q.Betextin, P.M.Tatarinov), kontakt-pnevmatolit (H.Şneyderhen) və pirometasomatik (V.Lindqren, A.Knopf) yataqlar da deyirlər.

Kontakt metasomatizm prosesinin intensiv getməsinə intruzivin tərkibi və ölçüsü, forması və yatma dərinliyi, yan süxurların tərkibi və çatlılıq dərəcəsi, maqmadan ayrılan qazlı sulu məhlulların tərkibi və s. ciddi təsir edir. Xüsusən yan süxurların tərkibi böyük əhəmiyyət daşıyır. Qumdaşlarının, kvarsitlərin və kimyəvi cəhətdən passiv olan digər süxurların kontakt zonasında yeni minerallar az əmələ gəlir. Yan süxurlar alüminiumla zəngin gil şistlərindən və turş effuzivlərdən ibarət olarsa təmas zonasında SiO_2-lə alüminiumun reaksiyası nəticəsində andaluzit, sillimanit və kianit kimi minerallar əmələ gəlir (məsələn, Qazaxıstanda Semiz-Buğu andaluzit-korund yatağı).

Sözsüz ki, mübadilə reaksiyası üçün ən aktiv yan süxurlar karbonatlardır (əhəngdaşları, dolomitlər, mergellər). Metasomatizm reaksiyası nəticəsində yeni tipli süxurlar – skarnlar – kalsiumlu və dəmirli silikatlar, habelə alümosilikatlar əmələ gəlir.

Faydalı qazıntı kütlələri saxlayan skarnlar adətən, orta tərkibli intruzivlərin (qranodiorit, kvarslı diorit, monsonit) karbonat süxurları ilə təmasında inkişaf edir. Turş (qranitlər) və xüsusən əsasi intruzivlərin təmasında əmələ gələn skarnlarda yataqlar çox az qeyd edilir. Skarn əmələ gətirən intruzivlər orta və ya yer üzünə yaxın dərinliklərdə yerləşir. Skarnlaşma metasomatik proses olduğundan, skarn filiz kütlələri müxtəlif formalarda (lay, linza, ştok, damar, yuva, sütun, mürəkkəb şaxələnən və s.) rast gəlinir. Bununla belə lay və laya oxşar filiz kütlələri daha çox təsadüf edilir. Onların uzunluqları bəzən 2000-2500 m, qalınlıqları 200 m-ə çatır. Təmasın müxtəlif sahələrində metasomatizm prosesi müxtəlif dərəcədə inkişaf edir. İntruzivin təması hamar olarsa skarn əmələgəlmə prosesi daha intensiv gedəcəkdir.

İki növ təmas ayrılır: uyğun və kəsən. Uyğun təmas kəsən təmasla müqayisədə az əlverişlidir, baxmayaraq ki, bəzən bu şəraitdə layabənzər iri skarn kütlələri yaranır (Uralda Maqnitoqorsk dəmir yatağı).

Kəsən təmas planda və kəsilişdə, istərsə də planda və dərinlikdə ola bilər (şəkil 66).

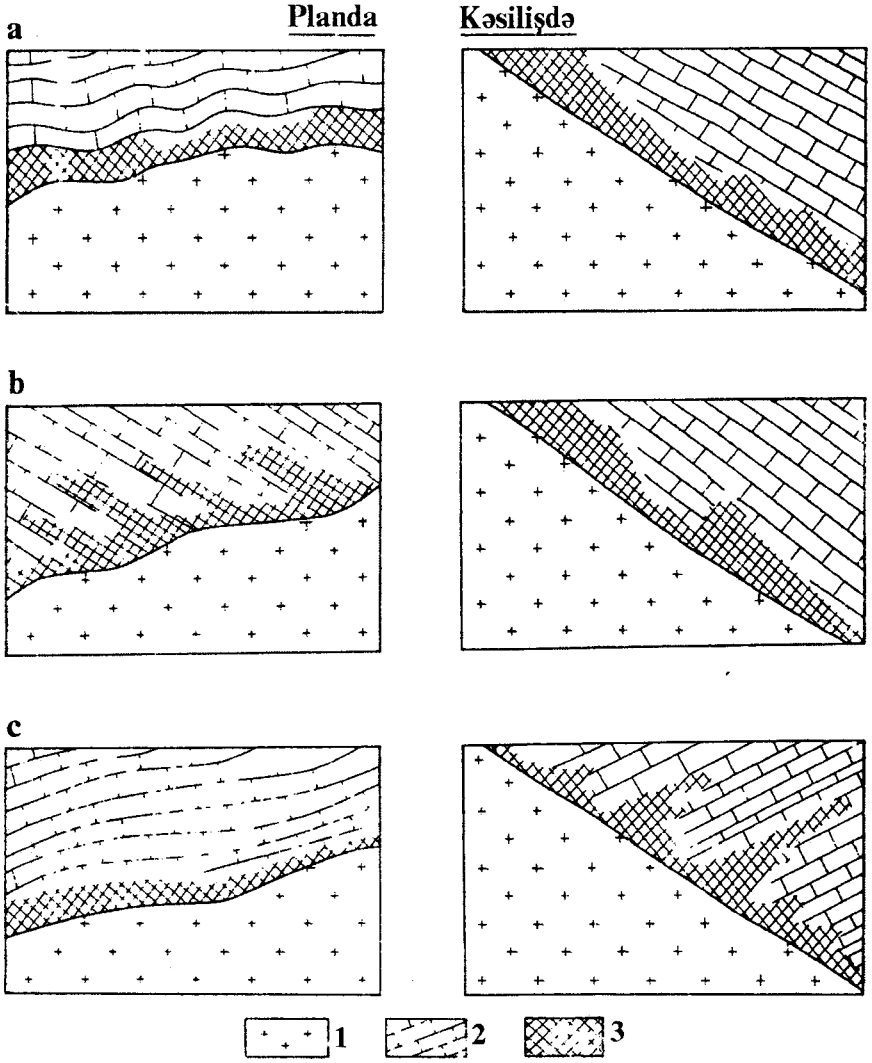
Kəsən təmas zamanı skarn kütlələrinin morfologiyası daha mürəkkəb olur. Bu zaman nəinki layaoxşar kütlələr, həmçinin skarn linzaları, boruları və yuvaları da əmələ gəlir.

Onu da qeyd etmək lazımdır ki, püskürmüş süxurlarla yan süxurların ilkin maqmatik təması skarn yataqlarının əmələ gəlməsi üçün əlverişli deyildir. Bərk qızmış maqmanın yan süxurlara toxunması nəticəsində qaynaq olunmuş təmas şəthi ən yaxşı halda bimetasomatik skarnların nazik haşiyəsini yarada bilər. Axıb gələn məhlullar hesabına yaranan əhəmiyyətli skarnların formalaşması üçün isə təmasın deformasiyalarla mürəkkəbləşmiş məntəqələri olmalıdır ki, məhlulların hərəkəti üçün şərait yaransın. Belə deformasiya istər süxurların təmas boyu laylanması (intruzivin soyuması nəticəsində onun ölçüsünün kiçilməsi səbəbindən), istərsə də tektonik gərginliklər nəticəsində baş verə bilər.

Yan süxurların laylılığı metasomatozun müəyyən süxur layları və yaxud onların təması boyu seçmə yolu ilə inkişafını təmin edir. Məlum olduğu kimi, ən əhəmiyyətli layarası sürüşmə, laylaşma və doğranma zonaları müxtəlif tərkibə və mexaniki xüsusiyyətə malik olan süxur layları arasında yerləşir. Belə zonalar karbonat və silikat süxurları, məsələn, kövrək əhəng daşları ilə plastik şistlər arasında yaranır.

Silikat və karbonat tərkibli süxur layları arasındakı tektonik mürəkkəbləşmiş təmas layaoxşar skarn kütlələrinin formalaşması üçün xüsusən əlverişlidir. Belə bir şəraitdə skarnlar intruzivlə təmasdan xeyli uzaqda inkişaf tapırlar.

Skarnlar iki qrupa ayrılır: *maqneziumlu* və *əhəngdaşı skarnları.*



Şəkil 66. Skarnları yerləşdirən süxurların laylılığına münasibətdə püskürmə süxur təmaslarının vəziyyəti: a – planda və kəsilişdə, uyğun təmas; b – kəsilişdə uyğun, planda isə kəsən təmas; c – planda uyğun, kəsilişdə kəsən təmas. 1-püskürmə süxurları; 2-çökmə süxurlar; 3-skarnlar

Maqneziumlu skarnlar metasomatik süxurlar olub yüksək temperaturlu maqneziumlu minerallardan (diopsid, forsterit, şpinel, floqopit və s.) təşkil olunmuşdur. Bu minerallar intruzivlərin yüksək temperaturlu təmas oreolu zonasında dolomitlərin və başqa maqneziumlu karbonat süxurlarının maqmatik materialla qarşılıqlı reaksiyası nəticəsində əmələ gəlir.

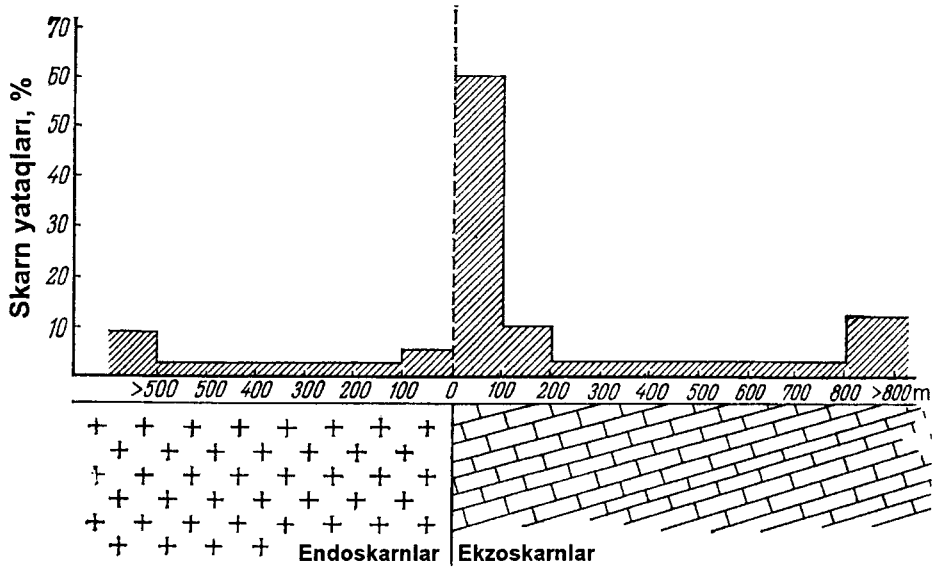
Əhəngdaşı skarnları daha geniş yayılmışdır. Bu tip metasomatik süxurlar yüksək temperaturlu əhəngdaşı maqneziumlu-dəmirli silikatlardan və alümosilikatlardan (piroksenlərdən diopsid-hedenbergit sırası, qranatlardan qrossulyar-andradit sırası) ibarət olub, intruzivlərin yüksək temperaturlu təmas oreolu zonasında karbonat süxurları ilə qarşılıqlı reaksiyası nəticəsində formalaşır.

V.A. Jarikovun fikrincə, xüsusi tip avtoreaksion skarnlar da ayırmaq lazımdır. Bu cür skarnlar ultraəsasi süxurların, qələvi ultraəsasi süxurların və qabbroidlərin kalsium metasomatozu nəticəsində yaranır.

İntruzivlə bilavasitə təmasda olan süxurlar *ekzoskarnlar* adlanır, intruzivlərin kənar hissələrinin metasomatik əvəzedilməsi hesabına yaranmış və təmasyanı zonada yerləşən süxurlar isə *endoskarn* adını almışdır. Skarnların əksəriyyəti ekzoskarnlara aiddir. Onlar təmasdan 10-100 m (tək-tək hallarda 1000-2000 m-ə qədər) aralı əmələ gəlir. Endoskarnlar isə adətən, təmasdan 100 m-ə qədər aralı məsafədə inkişaf tapır (şəkil 67).

Əksər skarn kütlələri zonal quruluşa malikdir. Zonallıq intruzivin təması istiqamətində aydın qeyd olunur. D.S. Korjinski Uralın Turyinsk mis yatağında skarnlarda aşağıdakı zonallığı müəyyən etmişdir. İntruzivlərdən əhəng daşlarına doğru qeyd olunan zonalar: 1) kvarslı dioritlər; 2) ağarmış kvarslı dioritlər; 3) skarnyanı piroksen-plagioklaz süxurları; 4) piroksen-qranat skarnları; 5) monomineral qranat skarnı; 6) monomineral salit (piroksen) skarnı; 7) mərmərləşmiş əhəngdaşı. Təmasa yaxınlaşdıqca skarnyanı süxurlarda plakioklazın tərkibi oliqoklazdan labrodora və bitovnitə qədər, təmasdan uzaqlaşdıqca isə qranatın tərkibi qrossulyardan andraditə qədər dəyişir. Adları çəkilən metasomatik süxurlar sırasında birinci üç zona intruzivin, digər dörd zona isə əhəng daşlarının hesabına əmələ gəlmişdir.

Bəzi yataqlarda zonallıq skarnların təkcə qalınlıqları üzrə deyil, eyni zamanda düşmələri və uzanmaları üzrə də müşahidə olunur. Məsələn, Tırnıauz volfram-molibden yatağında skarnların dəyişməsi şaqul üzrə 600 m-ə qədər izlənilmişdir.



Şəkil 67. İntruziv və çökmə süxurların təmasına görə skarn yataqlarının təxmini paylanması sxemi

Skarnlar və filizləşmə. Skarn yataqlarının tam genetik təsnifatı bu günə kimi işlənilməmişdir. F.N. Şaxov skarn yataqlarını onların əmələgəlmə mərhələlərinə görə iki qrupa ayırır: 1. Skarn mərhələsi, 2. Sulfid mərhələsi. Skarn mərhələsinə o, maqnetit yataqlarını, sulfid mərhələsinə isə digər yataqları aid edir. İntruzivlərin kontaktına olan münasibətinə görə D.S. Korjinski *endoskarn* və *ekzoskarn* yataqları ayırır. Həmin münasibətə görə H.M. Abdullayev *avtoskarn* və *alloskarnlar* ayırır. Avtoskarnlar ana intruziv süxurlar hesabına, alloskarnlarsa intruzivin tavanını təşkil edən müxtəlif süxurlar hesabına yaranır. Avto- və alloskarnların mineraloji tərkibləri oxşardır, çünki onların hər ikisi skarn əmələ gətirən məhlulların iştirakı nəticəsində yaranır. Digər tərəfdən, onlar müxtəlif tərkibli yan süxurlarda formalaşdıqlarından mineraloji cəhətdən çox fərqlənir. Məsələn, alloskarnlar üçün qrossulyar-andradit tipli dəmirli-alüminiumlu qranatlar və nadir hallarda andradit tərkibli qranatlar səciyyəvidir. Avtoskarnlarda isə qranatlar H. M. Abdullayevə görə, əksinə qrossulyar tərkiblidir.

Filizləşmə, skarnlaşma prosesinin uzun inkişafının müəyyən anında baş verir. Bununla əlaqədar olaraq, H.M. Abdullayev üç genetik tip skarn yataqları ayırır.

1. *Eyni zamanda filizləşmə.* Skarn və filiz kütlələrinin formaları

uyğundur. Bu tip üçün «skarn» və «filiz» məfhumları eynidir, çünki filiz kütlələrinin rolunu skarnlar oynayır. Maqnetit, şeyelit, qrafit yataqları bu tipə misaldır.

2. *Yanaşı gedən filizləşmə.* Bilavasitə skarn minerallarının ardınca faydalı minerallar ayrılır. Filiz kütlələri skarnlaşmış süxurların yalnız bir hissəsini təşkil edir. Bəzi maqnetit və volfram yataqlarını bu tipə aid etmək olar.

3. *Üstə gələn filizləşmə.* Skarnların və filiz kütlələrinin formaları uyğun gəlmir.

Faydalı mineral kompleksləri skarn mineral assosiasiyalarının üzərinə gəlir. Skarnlar belə yataqlarda yan süxurlar rolunu oynayır. Filizləşmənin bir hissəsi bəzən skarnlardan kənarda yan süxurlarda yerləşir. Əksər molibden, qalay, kobalt, mis, sink, qızıl və uran skarn yataqları bu yolla əmələ gəlmişdir.

Güman edilir ki, əsas skarn minerallarının tərkibilə filizləşmə arasında müəyyən asılılıq vardır. Belə ki, andradit tərkibli qranatlar dəmir, polimetal, bəzən dəmir-kobalt və berillium filizləşməsi daşıyır. Andradit-qrossulyar tərkibli qranatlarsa mis və qismən volfram minerallaşması ilə fərqlənir.

Skarnlaşma-filizləşmə prosesinin fiziki-kimyəvi xüsusiyyətini təhlil edən D.S. Korjinskiyə görə, postmaqmatik prosesin əsas xüsusiyyəti eyniadlı məhlulların turşuluq-bərpaedicilik rejimilə müəyyən edilməlidir. Çünki postmaqmatik məhlullar qanunauyğun təkamülə tabedir. Məhlullar ilk əvvəl qələvi xususiyyəti daşıyır, sonra turş məhlullara çevrilir və daha sonra yenidən qələvi xüsusiyyəti alır. D.S.Korjinski tərəfindən irəli sürülən bu hipotez hidrotermal təkamülün *turşuluq-bərpaedicilik hipotezi* kimi geoloji ədəbiyyata daxil olmuşdur. Bu konsepsiyanın əsas müddəalarını rəhbər tutan V.A. Jarikov skarnlardakı filizləşməni iki əsas genetik tipə ayırır.

1. *Yanaşı gedən filizləşmə.* Bilavasitə skarnlaşma prosesinin ardınca gedir və hidrotermal prosesin ilkin (qələvi) mərhələsində məhlulların xüsusiyyətlərinin dəyişməsi (turşuluğun artması) nəticəsində baş verir.

2. *Üstə gələn filizləşmə.* Nisbətən gec hidrotermlərin skarnların üzərinə öz yükünü azad etməsi nəticəsində yaranır. Bu, turş məhlullarla skarnların əsasi mühitinin qarşılıqlı əlaqəsindən irəli gəlir.

Fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti. Əksər tədqiqatçılar skarnların hipabissal intruzivlərlə əlaqəsini göstərirlər. V. Lindqrenə görə,

intruzivlərin və skarn yataqlarının yerləşdiyi dərinlik 650-1000 m, nadir hallarda 2500 m-ə qədər olur. V. Qoldşmidt bu dərinliyi 1500 m qəbul edir. L.N. Ovçinnikov, Şimali və Orta Uralın skarn yataqlarının 1200-1500 m dərinlikdə əmələ gəlməsini göstərir. E. Karpova və A. İvaşentsev isə Orta Asiya skarn kütlələrinin əmələgəlmə dərinliyini 1000-2000 m qəbul edirlər. Onu da göstərmək lazımdır ki, bir çox skarn yataqlarında (Ural, Qafqaz, Orta Asiya) geoloji-kəşfiyyat işləri nəticəsində skarnlar 1200 m dərinliyə qədər izlənilmişdir.

Skarn yataqları geniş temperatur intervalında əmələ gəlir. Ümumiyyətlə, skarnların əmələ gəlməsinin ilk temperaturu 900, son temperaturu isə 100-50°C qəbul edilir. Skarnlardan götürülmüş qranatların qızdırılması da bu minerallarn ən yüksək kənar həddini 850-750°C göstərir (V.Solovyov, X. Mervin). D. Kalininə görə əsas skarn əmələ gətirən minerallar (andradit, qrossulyar, diopsid, tremolit, vollastonit, hedenbergit) 950-225°C temperaturda əmələ gəlmişdir. V.A.Jarikov eksperimental tədqiqatlara əsasən skarnların əmələ gəlməsində dörd temperatur fasiyası ayırır: 1) vollastonit-plagioklaz (900-750°C); 2) piroksen-qranat (800-500°C); 3) qranat-epidot (500-450°C); 4) piroksen-epidot (400°C-yə yaxın).

Skarnlaşma prosesinin əmələ gəlməsi haqqında iki hipotez mövcuddur: 1. D.S.Korjinski tərəfindən irəli sürülən və onun tələbələri tərəfindən inkişaf etdirilən *infiltrasion-diffuziya* hipotezi və 2. P. Pilipenko tərəfindən təklif edilən *mərhələ hipotezi.*

İnfiltrasion-diffuziya hipotezi Uralın Turyinsk mis mədənlərinin öyrənilməsi nəticəsində təklif edilmişdir. D.S.Korjinskinin fikrincə, skarnlar karbonat süxurları ilə silikat süxurlarının (qranitoidlərin) reaksiyası, yəni *bimetasomatoz* nəticəsində əmələ gəlmişdir. Bu proses zamanı silikat süxurlarından silisium və alüminium tədricən əhəngdaşlarına, kalsium isə əks istiqamətdə əhəngdaşlarından silikatlara keçir. İntruzivlərin təmas oreallarında baş verən bu cur reaksiya yalnız yüksək temperatur şəraitində mümkündür. Bu zaman süxurların məsamələrini dolduran isti məhlullar arasında kəskin qeyri-taraz kimyəvi sistem yaranır. Sistemin bir tərəfində məhlullarda karbonat mühitinə xas olan elementlər, digər tərəfində isə silikat süxurları üçün səciyyəvi hesab edilən elementlər iştirak edir.

Məsamə sularının vasitəsilə silikat və karbonat süxurları arasında diffuziya maddələr mübadiləsi baş verir. Mübadilə, elementlərin hərəkətetmə qabiliyyətindən xeyli asılıdır. D.S.Korjinski silikat və kar-

bonat süxurlarının tərkiblərinə daxil olan elementləri hərəkətetmə dərəcələrinə görə 4 qrupa bölür:

Birinci qrupa ən çox hərəkətetmə qabiliyyətinə malik olan su daxildir. Onun hərəkətetmə dərəcəsi temperatur çoxaldıqca artır və məsamələrini doldurduğu süxurun tərkibindən asılı olmur. Bu qrupa CO_2-də daxil edilir. CO_2-nin hərəkəti dərinlik çoxaldıqça (təzyiq artdıqca) artır.

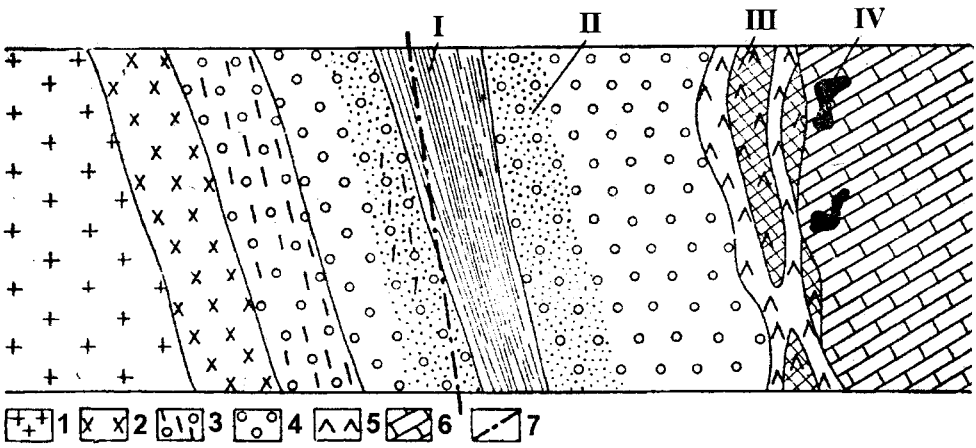
İkinci qrupa hər hansı bir şəraitdə kifayət dərəcədə hərəkətetmə qabiliyyətinə malik olan elementlər daxildir: kükürd, xlor, kalium, natrium.

Üçüncü qrupa intensiv metasomatizm prosesi zamanı kifayət dərəcədə hərəkətetmə qabiliyyətinə malik olan elementlər daxil edilir: oksigen, silisium, kalsium, maqnezium və dəmir. Onların nisbi hərəkətetmə qabiliyyəti temperatur şəraitindən, təzyiqdən və süxurların tərkibindən xeyli asılıdır. Belə ki, silisiumun və kalsiumun hərəkətetmə qabiliyyəti temperaturun azalması ilə artır, dəmirinki isə əksinə, azalır.

Dördüncü qrupa ən az hərəkətetmə qabiliyyətinə malik olan inert elementlər – fosfor, titan və alüminium aiddir.

Bu qruplaşmadan görünür ki, müxtəlif elementlərin nisbi hərəkətetmə münasibətləri temperaturun dəyişməsilə dəyişir.

D.S.Korjinskinin hipotezinə görə, qarşılıqlı münasibətdə üç mühit iştirak edir: təmasda olan iki müxtəlif tip süxurlar və məhlul. Yüksək temperatur şəraitində skarn mineralları davamlı olduqlarından, məhlullar silisiumu, kalsiumu və alüminiumu böyük məsafələrə daşıya bilmir və buna görə də əhəngdaşlarını və ya silikat süxurlarını ayrılıqda skarnlarla əvəz etmək iqtidarında olmur; məhlullar yalnız bu süxurlar arasında təmas zonasında reaksiyaya səbəb olur. Skarnların əmələ gəlməsi isə diffuziya (bimetasomatoz) prosesləri nəticəsində mümkün olur. Bu zaman məhlullar karbonat və alümosilikat süxurlarının kontaktı boyunca sızıldığından qarşılıqlı diffuziya yaranır: kalsium alümosilikat süxurlarına, silisium və alüminium isə karbonat süxurlarına keçir. Qarşılıqlı diffuziya zonasında, diffuziya edən komponentlərin müxtəlif fəallığı səbəbindən karbonat və alümosilikat süxurlarının metasomatik əvəz edilməsi – bimetasomatoz baş verir və bir neçə *reaksion-skarn zonaları* yaranır. Zonalar diffuziya edən (Ca, Si, Al) və məhlullarla gətirilən (Fe, Mg və s.) komponentlərdən təşkil olunmuşdur (şəkil 68).



Şəkil 68. Turyinsk mis mədənlərində müşahidə edilən reaksion-skarn zonaları (D.S.Korjinskiyə görə): 1-kvarslı-diorit; 2-təmas-diorit; 3-piroksen-qranat skarnı; 4-qranat skarnı; 5-salit skarnı; 6-mərmərləşmiş əhəngdaşları; 7-parçalanma zonası. I – parçalanma zonasının zolaqlı filizləri; II – qranat skarnlarındakı möhtəvi filizlər; III – salit skarnlarındakı massiv filizlər; IV – əhəngdaşları boşluqlarındakı massiv filizlər.

Bimetasomatoz postmaqmatik məhlulların fəaliyyət göstərdiyi intensiv çat zonalarında arxa plana keçir. Bu zaman digər tip skarnlar – *kontakt-infiltrasiya skarnları* yaranır. Onların əmələ gəlməsi karbonat və alümosilikat süxurlarının təmasında komponentlərin məhlullarla bir istiqamətdə daşınması və ya infiltrasiyası nəticəsində mümkündür. Məhlullar çatlar boyu karbonat süxurlarından alümosilikatlara keçirkən əvəz edilən süxurun komponentləri (Si, Al və s). təmasda olan süxurun gətirilən komponentləri (Ca və s.) və məhlulun komponentləri (Fe, M və s.) arasında qarşılıqlı reaksiya baş verir. Nəticədə damar tipli kontakt-infiltrasiya skarn filiz kütlələri yaranır.

D.S. Korjinskinin təklif etdiyi hipotezin çatışmayan cəhətləri də vardır. Bu konsepsiya skarnları təşkil edən qeyri-filiz minerallarının qanunauyğun rast gəlməsini izah etdiyi halda, skarnlarda rast gəlinən filiz minerallarının çox müxtəlif olması səbəblərini araşdırmır. Digər tərəfdən, bu hipotez skarnların mərhələlərlə formalaşması məsələsini də aydınlaşdırmır. Bu məsələnin həlli isə istər skarnların və istərsə də filizləşmənin təbiətinin aydınlaşdırılmasında böyük əhəmiyyət daşıyır.

Mərhələ hipotezi. Skarnların mərhələlərlə əmələ gəlməsi təsdiq edilmiş faktdır. Bu xüsusiyyət müxtəlif tədqiqatçılar (L.N. Ovçinnikov, H.M. Abdullayev, V. Boqatski, L. Şabının, İ.G. Maqakyan, F.N.Şaxov və b.) tərəfindən Ural, Orta Asiya, Qafqaz və Sibirin skarn

yataqları üçün müəyyən edilmişdir. İlk dəfə bu haqda P. Pilipenko fikir söyləmişdir. Skarnlaşma prosesini temperaturun tədricən düşməsilə əlaqələndirən P. Pilipenko D.S. Korjinskidən fərqli olaraq hesab edir ki, skarnların və skarn yataqlarının formalaşması üçün maddələrin əsas hissəsi skarn əmələgətirən məhlullarla xaricdən daşınılır. Gətirilən maddələrin tərkibi tədricən dəyişdiyindən skarnlarda bir tərəfdən zonal quruluş, digər tərəfdənsə çox müxtəlif minerallar əmələ gəlir. P. Pilipenko skarn yataqlarının əmələ gəlməsini altı metasomatoz faza (mərhələ) ilə əlaqələndirir. İlk dörd fazanı o birinci qrupa – «quru» skarnlar qrupuna aid edir. Burada mineralların tərkibində su iştirak etmir. Yerdə qalan digər iki fazanı (5-ci və 6-cı) P. Pilipenko ikinci qrupa -«sulu» skarnlara aid edir. Burada mineralların tərkibində konstitusion su vardır. Skarnların sulfidləri sonuncu, ən aşağı temperaturlu *sulfid metasomatozu* adlanan fazada suyun, kükürdün (H_2S şəklində) və metalların gətirilməsi nəticəsində əmələ gəlir. Sözsüz ki, bu hipotezin də çatışmayan cəhətləri vardır. P. Pilipenkonun göstərdiyi kimi, hipotez bir qədər sxematik xüsusiyyət daşıyır; onun fikrincə fiziki-kimyəvi, eləcə də geoloji şəraitdən asılı olaraq prosesin ayrı-ayrı fazaları qeyd olunmaya da bilər və ya bu fazalar üst-üstə gələ bilər.

Lakin bu hipotezin ən müsbət cəhəti ondan ibarətdir ki, o skarn yataqlarının əmələ gəlməsi prosesini təmin edən qazlı-sulu hidrotermlərlə gətirilmiş maddələrin daim dəyişməsini nəzərə alır.

Geoloji əmələgəlmə şəraiti. Skarn yataqları mütəhərrik qurşaqların bütün inkişaf mərhələlərində və eləcə də platforma şəraitində əmələ gəlir.

Geosinklinalın inkişafının ilk mərhələsində skarn yataqları plagioqranit-siyenit maqmatik formasiyası ilə bağlı olur. Bu intruzivlər, vulkanogen süxurlarla dolmuş geosinklinal xəndəklərdə yerləşdiklərindən, skarnlar üçün yan süxurlar rolunu, adətən effuzivlər və onların tufları oynayır. Skarn tip dəmir, mis və kobalt yataqları bu mərhələdə əmələ gəlir.

Geosinklinalın inkişafının orta mərhələsində təsadüf edilən skarn yataqları qranodiorit formasiyası ilə əlaqədar olur. Onlar müxtəlif tipli geosinklinallarda inkişaf tapır və adətən bu strukturların kənar zonalarında yerləşir. Burada skarnların əmələ gəlməsi üçün yan süxurlar kimi karbonatlar çıxış edir. Bu mərhələdə skarn şeyelit filiz kütləri əmələ gəlir.

Nəhayət, geosinklinalın inkişafının son mərhələsinin skarn yataqları hipabissal dərinlikli kiçik qranitoid intruzivləri formasiyası ilə əlaqədardır. Yan süxurlar karbonatlardan, nisbətən az effuzivlərdən ibarət olur. Filizləşmə skarnlaşmanın sonuncu mərhələlərilə əlaqədardır. Faydalı qazıntılar volfram-molibden, qurğuşun-sink və bu kimi kompleks yataqlar təşkil edir.

Platformalarda inkişaf tapan qabbro (trap) formasiyasının süxurları ilə skarn dəmir yataqları (Sibir platformasında Korşunov dəmir yatağı və s.) əlaqədardır. Ümumiyyətlə, skarn yataqları çox fazalı intruzivlərlə bağlıdır.

Skarn yataqları yer qabığının proterozoy inkişaf tsiklindən tutmuş baykal, kaledon, hersin, kimmeri və alp tsiklinə qədər bütün dövrlərdə əmələ gəlmişdir. Qədim geosinklinal əyalətlərində plagioqranit-siyenit formasiyası daha geniş yayıldığından bu tip süxurlarla əlaqədar olan dəmir və mis yataqları əsasən aşağı və orta paleozoy çöküntülərində qeyd olunur; kiçik intruzivlər, əksinə cavan qırışıqlıq əyalətlərin də (yuxarı paleozoy, kimmeri, alp) daha çox inkişaf tapır, bu səbəbdən onlarla assosiyada səciyyəvi skarn kompleks nadir metal yataqları əmələ gəlir.

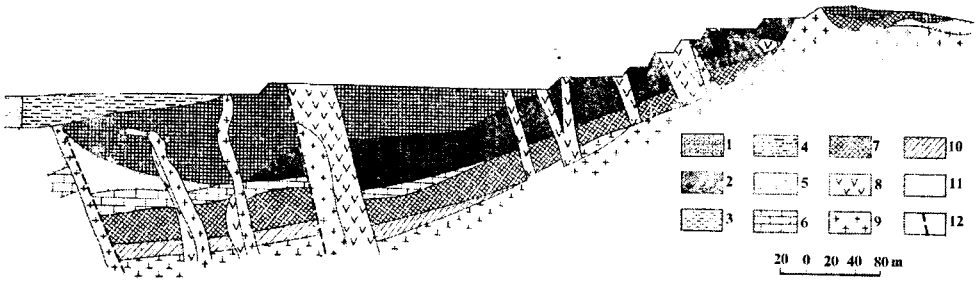
Skarn yataqlarının geoloji strukturunu üç əsas amil müəyyən edir – intruzivin və yan süxurların kontaktının üst hissəsinin forması, yan süxurların laylılığı, kontakt zonasında intruzivləri və yan süxurları kəsən çatların varlığı. Bu üç amilin kombinasiyasından asılı olaraq müxtəlif intensivlikdə skarnlaşma prosesi gedir və filiz yataqları əmələ gəlir. Məsələn, filizləşmə prosesi üçün kəsən kontakt uyğun kontakta nisbətən daha əlverişlidir.

Süxurların laylılığı metasomatizm prosesinin seçmə yolu ilə müəyyən süxur laylarında və ya onların təması boyu inkişaf etməsinə imkan yaradır; tektonik çatlar damar tipli skarn filiz kütlələrinin əmələ gəlməsinə səbəb olur və s.

Skarn yataqlarının, xüsusən dəmir üçün böyük sənaye əhəmiyyəti vardır. Uralda Maqnitnaya, Blaqodat, Vısokaya yataqları, Kustanay vilayətində Sokolovsk-Sarbaysk, Azərbaycanda Daşkəsən, Dağlıq Şoridə və Xakasiyada Teysk, Telbes, Abakan, uzaq xaricdə – ABŞ-da Maunt-Ayron, Norveçdə Arendal, Rumıniyada Banat iri yataqlardandır. Onlarda dəmir maqnetit və hematitlə təmsil olunmuşdur (şəkil 69).

Skarn tip yataqlar volfram üçün də böyük əhəmiyyət daşıyır. Bu yataqlarda volfram şeyelit şəklində iştirak edir. Eyniadlı yataqlar Orta

Asiya şeyelit əyalətini təşkil edir (Lyanqar, Çarux-Dayron, Koytaş, İnqiçka və s). Xariçdə – ABŞ-da Nevada və Kaliforniya ştatları boyu uzanan orta ölçülü şeyelit skarn yataqları qurşağını göstərmək olar. Cənubi Koreyada çox iri volfram yatağı məlumdur (Sanq-Donq). Bəzən volframla assosiasiyada qalay və molibden də rast gəlir və müvafiq olaraq kompleks volfram-kassiterit (Mayxur, Tacikistan) və ya volfram-molibden (Tırnıauz, Şimali Qafqaz) yataqları formalaşır.



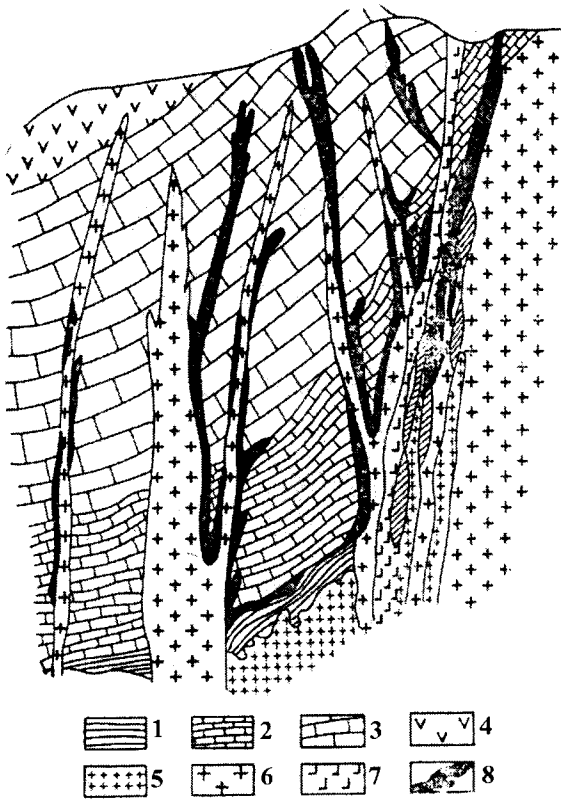
Şəkil 69. Maqnitnaya dağı dəmir yatağında karyerin divarı boyu açılan kəsiliş (Q.Brauna və b. görə). *Filizlər*: 1-oksidləşmiş, 2-ilkin; *dellüvi*: 3-filizsiz, 4-filizli; 5-porfiritlər, 6-əhəngdaşları və mərmər, 7-skarnlar, 8-dioritlər, 9-qranitlər, mikroqranitlər, keratofirlər, 10-ataçitlər, 11-gətirilmə çöküntülər, 12-qırılma xətti.

Skarn yataqları qurğuşun – sink filizləri üçün də əhəmiyyətlidir. Rusiya ərazisində onlar Uzaq Şərqdə Sixote-Alin silsiləsində (Verxneye yatağı), Mərkəzi Qazaxıstanda (Qızıl-Espə, Aksoran və b.); ABŞ-da Lourens (Nyu-York ştatı), Bingem (Yuta şt.), Koso (Kaliforniya şt.); Serbiyada Trepça, Rumıniyada Ruskitsa, Meksikada El Potosi, Argentinada Agilar, İranda Rəvanc, Türkiyədə Ağdağ, Əfqanıstanda Qalay Əsəd, Çində Tembuşan və b., İsveçdə Ammaberq və s. məlumdur (şəkil 70).

Qeyri-filiz faydalı qazıntılarından olan qrafit sənaye tipli yataqlar əmələ gətirir.

5.6. Hidrotermal yataqlar

Yer qabığında ən geniş yayılmış yataqlardandır. Onlar iki yolla: istər minerallaşmış qazlı – maye məhlullarının süxur boşluqlarında çökməsi, istərsə də süxur əmələ gətirən minerallarn filiz mineralları ilə metasomatik yolla əvəz edilməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bu səbəbdən Hidrotermal filiz kütlələrinin morfologiyası filizləşmədən



Şəkil 70. Altın-Topkan skarn yatağının sxematik eninə kəsilişi (Ə.A.Əmiraslanova görə): 1-effuziv-çökmə süxurlar, 2-dolomitlər, 3-əhəngdaşları, 4-tuflar, 5-qranodioritlər, 6-qranodiorit-porfirlər, 7-qranit-porfirlər, 8-skarn-filiz kütlələri.

əvvəlki çatların formasından asılı olmaqla yanaşı, süxurların fiziki-mexaniki xüsusiyyətlərindən də xeyli asılıdır. Hidrotermal filiz kütlələri üçün ən səciyyəvi forma müxtəlif şəkilli damarlardır; ştok, ştokverk, yuva, linza və layaoxşar mürəkkəb formalı filiz kütlələrinə də rast gəlinir.

Filizəmələgətirən hidrotermal məhlulların təbiəti müxtəlifdir. Onlar *yuvenil (maqmatogen), basdırılmış çökmə,* dərinlikdə hərəkət edən *meteor (vadozlu)* və *metamorfogen* mənşəli olur. Hidrotermal prosesə *dəniz* və *okeanların suları* da cəlb edilə bilər. *Maqmatik* suların əmələ gəlməsi eyniadlı ərintinin yer qabığına daxil olduğu andan onun soyumasının axırına kimi davam edir. N.İ. Xitarovun, A.A. Kadikin və b. tədqiqatları əsasında məlum olmuşdur ki, suyun maqmatik ərintidən ayrılması süxurların tərkibindən asılı olaraq müxtəlif cür gedir. Bazalt maqması tərkibindəki suyun (o, heç olmazsa 1, bəzənsə

5-6% su saxlayır) əsas hissəsini yer qabığının dərinliklərində azad etdiyi halda, qranit maqması (2 və hətta 10%-ə qədər su saxlayır) suyun əsas hissəsini əksinə yuxarı horizontlarda azad edir. *Metamorfik* su dərinlikdə artan hərarət və təzyiq nəticəsində süxurların metamorfizləşməsi hesabına əmələ gəlir. Bu suyun əsas mənbəyi süxur məsamələri və tərkibində hidroksid qrupu saxlayan minerallardır. Zəif metamorfizləşmiş çökmə süxurlarda müxtəlif növ sular (məsamə, örtük, kapillyar, konstitusion) süxurun çəkisinin 3%-nə qədərini təşkil edir. İntensiv metamorfizləşmiş süxurlarda bu rəqəm xeyli kiçikdir (1-2%). *Meteor* suları müəyyən hidrogeoloji şərait nəticəsində yer qabığının dərin qatlarına keçərək öz hərarətini artırır, minerallaşır və hidrotermal məhsullar xüsusiyyətini daşımağa başlayır. S.İ. Nabokonun məlumatına əsasən, Kamçatka və Kuril adalarında fəaliyyət göstərən hidrotermlər meteor sularının yüksək hərarətli vulkan qazları ilə minerallaşması nəticəsində əmələ gəlmişdir. *Basdırılmış* sular qədim yaşlı çöküntülərin məsamələrində iştirak edir. Bu sular xlor-kalium-maqnezium tiplidir. Müxtəlif geoloji proseslərin səbəbindən basdırılmış sular süxurlardan azad ola bilər. Belə olan halda onlar hərəkətə gələrək hidrotermal axınlar əmələ gətirir və su keçirən strukturla müqayisə edir.

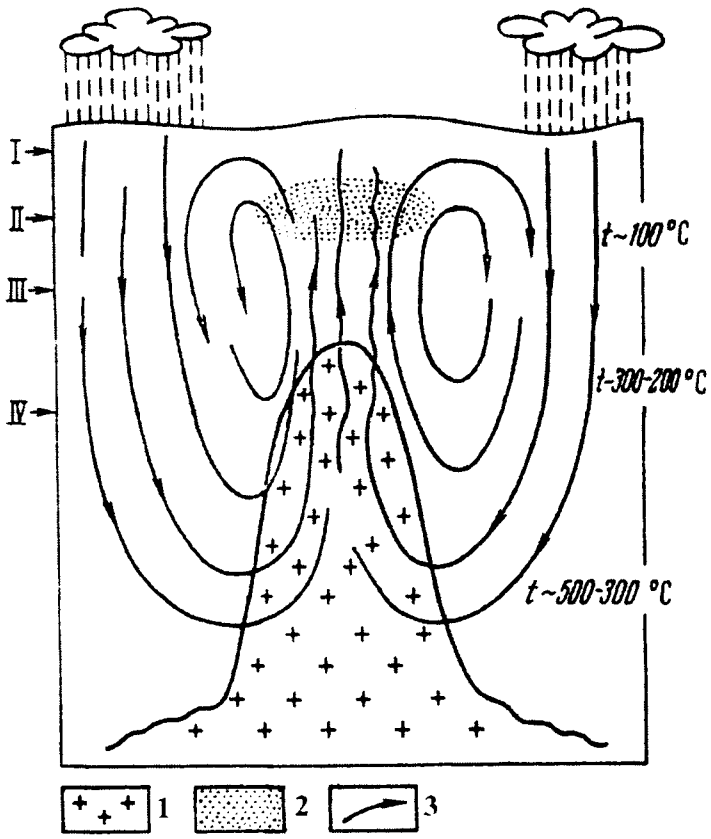
Dəniz suları o zaman hidrotermal prosesə cəlb edilir ki, dənizin (və ya okeanın) dibi maqmatik kütlələrlə yarılmış olsun. Proses yerli qızma ocağının yaranmasına səbəb olur. Onun təsiri altında formalaşan istilik axını dəniz suyunu hidrotermal prosesə cəlb edə bilər. Bu yolla Yaponiyada Kuroko tipli kolçedan yataqlarının əmələ gəlməsi güman edilir (S. Osaki, X. Sakai, O. Matsubaya).

Hidrotermal məhlulların təbiəti müxtəlif olmaqla yanaşı, həm də mürəkkəbdir. Güman edilir ki, hidrotermal yataqları doğuran filizli hidrotermlər qatışıq mənşəyə malikdir və iki, hətta üç müxtəlif su formalarının qatışması nəticəsində yaranmışdır.

Əmələgəlmə şəraitindən (P və T) və intruziv süxurlara olan münasibətindən asılı olaraq hidrotermal yataqların içərisində plutonogen hidrotermal, vulkanogen hidrotermal və amaqmatogen, yaxud teletermal (stratiform) siniflər ayrılır.

Hidrotermal yataqların atmosfer sularının iştirakı ilə əmələ gəlməsi konsepsiyası. Hidrotermal yataqların atmosfer sularının dövranı sxemi üzrə formalaşma modeli görə bu sular dərinlikdə qızaraq minerallaşır və filizəmələgətirən hidrotermal məhlullar xüsusiyyəti daşımağa başlayırlar.

Qızdırıcı mənbə kimi əsasən maqmatik süxur massivləri nəzərdə tutulur (X.Omoto, S.Şepard, X.Teylor, U.Xoll və b.). Dərinlikdə dövran edən atmosfer suları bu cür maqmatik aparata düşərək qızır, minerallaşır və yuxarıya qalxıb fiziki-kimyəvi parametrlərin və ilk növbədə temperaturun dəyişməsi nəticəsində özündə həll etdiyi maddələrdən azad olaraq hidrotermal filizləri əmələ gətirir (şəkil 71). Model tərəfdarlarının fikrincə, mineral maddəni çökdürən soyumuş su yenidən aşağı gedən axına cəlb olunuraq resirkulyasiya sxemini yaradır. Bu sxem uzun müddət inkişaf edən hidrotermal yataqların formalaşması üçün bir o qədər də böyük miqdarda su tələb etmir. İ.Şuiçinin hesablamaları göstərmişdir ki, Yaponiyanın sulfid yataqlarından biri üçün 10^{10}-10^{11} t miqdarda filizəmələgətirən məhlul tələb olunur.



Şəkil 71. Atmosfer sularının iştiraki ilə hidrotermal yataqların formalaşma sxemi: I – atmosfer sularının qidalanma sahəsi; II – hidrotermal məhlulların yüklərindən azad olma və hidrotermal yataqların əmələgəlmə sahəsi; III – hidrotermal dövran etmə sahəsi; IV – hidrotermal məhlulların maqmatogen-atmosfer qarışdırılma sahəsi. 1-maqmatik süxur ştoku; 2-hidrotermal yataqların formalaşma zonası; 3-hidrotermal axınlar

Belə bir sxemin irəli sürülməsinə ABŞ, Meksika və Perunun polimetal, ABŞ-ın vulkanogen qızıl-gümüş və mis-molibden-porfir, ABŞ və Kanadanın stratiform, Yaponiya və ABŞ-ın kolçedan yataqlarının hidrotermal filizəmələgətirən minerallarının qaz-maye daxilolmalarındakı $\sigma^{18}O$ və σD-nin ehtizazının öyrənilməsi kömək etmişdir.

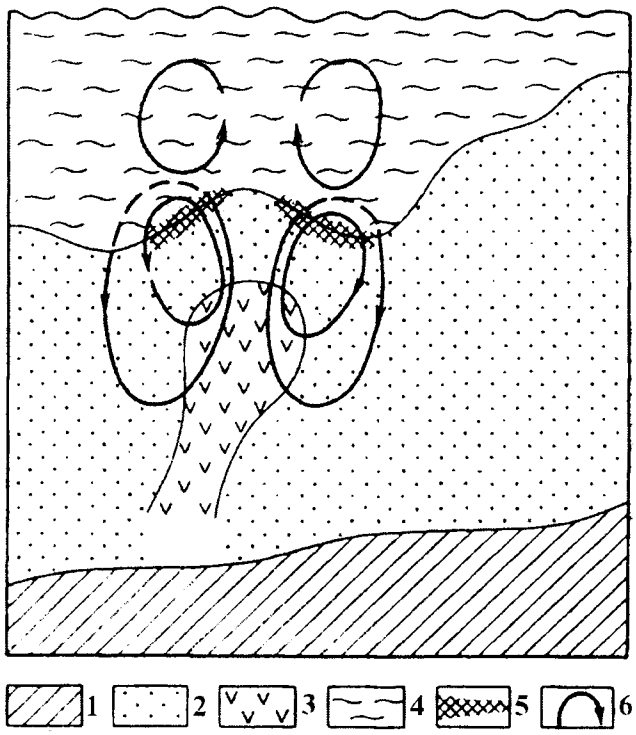
Bu tədqiqatlar güman etməyə imkan verdi ki, atmosfer suları dərinlikdə maqmatik məhlullarla qarışır və hidrotermal məhlulları əmələ gətirirlər. Onlar isə istər maqmatik mənşəli yuvenil maddələri, istərsə də infiltrasion yuyulma məhsullarını daşıya bilərlər. Maqmatik mənşəli maddələrdə xlor, flor və bor kimi anion qrupu elementləri və yəqin ki, müxtəlif metallarla təmsil olunmuş kation qrupunun bu və ya digər hissəsi iştirak edir.

Filizəmələgətirən hidrotermal məhlullarda maqmatik və atmosfer suların miqdarı nisbətləri istər məkan və istərsə də zaman ərzində dəyişir. Bu zaman aşağıdakı asılılıq nəzərdə tutulur: böyük dərinlikli plutonogen yataqlarda yuvenil mənşəli maqmatik sular,səthə yaxın və vulkanogen yataqlarda isə atmosfer suları üstünlük təşkil etmişlər. Maqmatik kütlə oreolunda yaranan ümumi hidrotermal sistemin mərkəzi zonasında maqmatik mənşəli sular, kənar zonada isə atmosfer suları üstün olmuşlar. Filizəmələgəlmə prosesi inkişaf etdikcə temperaturun azalmazı ilə səciyyələnən zəifləşən qolda atmosfer suları sistemin mərkəzinə nüfuz edərək buradakı maqmatik suyu sıxışdırmışdır. Məsələn, göstərilir ki, hidrotermal mənşəli Klyaymaks molibden yatağının (ABŞ) formalaşmasının ilkin mərhələsində filizəmələgətirən məhlul 87% maqmatik sudan və yalnız 13% atmosfer suyundan ibarət olmuşdur, ancaq sonunçu mərhələdə filizəmələgətirən məhlul əsasən atmosfer suyundan ibarət olmuşdur.

Hidrotermal yataqların dəniz suyunun iştirakı ilə formalaşma konsepsiyası. Dəniz suyunun iştirakı ilə hidrotermal yataqların əmələ qəlmə sxemi submarin maqmatizimlə əlaqədar olaraq yaranmışdır. Bu sxem Kuroko tipli kolçedan yataqları üçün yapon geoloqları (X.Omoto, X.Sakai və b.) tərəfindən işlənilmişdir. Bu yataqların filiz kütlələri miosen dövrünün evgeosinklinal dənizi dibində toplanan tuflarla və lava suxurları ilə assosiasiya əmələ qətirən subvulkan riolit ştoklarının tavanında yerləşirlər. Filiz kütlələrinin aşağı hissəsi əsasən pirit-xalkopirit tərkibli ştokverkdən ibarətdir. Hesab edilir ki, pirit-xalkopirit minerallaşması yuxarıya qalxan filizəmələqətirən məh-

lulların hərəkəti yolunda yaranmışdır. Yuxarı hissə uyğun yatımlı zəngin polimetal filizi layından təşkil olunmuşdur və güman edilir ki, bu, filizəmələgətirən maddənin dəniz dibində çökməsi nəticəsidir.

Filizəmələqətirən məhlullardakı qaz-maye daxilolmalarındakı $\sigma^{18}O$ və σD ehtizazının öyrənilməsi Kuroko filizlərinin dəniz suyuna uyğun olmasını göstərdi. Bu cür uyğunluq, həmçinin qaz-maye daxilolmalarında və dəniz suyunda $\sigma^{34}S$, ΣSO_4^{2-}:H_2S və diqər geokimyəvi parametrlərin də oxşar olması ilə təstiq olunur. Bütün bunlar belə bir fikri irəli sürməyə imkan vermişdir ki, dəniz suyunun hidrotermal dövrana cəlb olunması dəniz dibinə riolit ştoklarının soxulması zamanı baş verən qızma ocağı hesabına getmişdir (şəkil 72). Eyni zamanda qaz-maye daxilolmalarının geokimyəvi göstəricilərinin dəniz suyunun ideal göstəricilərindən bir qədər fərqli olduğunu nəzərə alaraq, hesab edilir ki, baxılan yataqların maddələrinin müəyyən hissəsi, o cümlədən metallik elementlər, maqmatik mənbədən daxil olmuşdur.

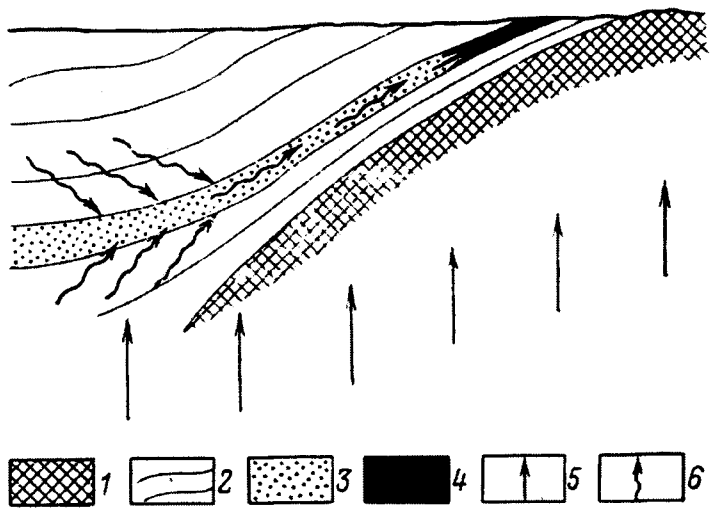


Şəkil 72. Dəniz suyunun iştirakı ilə hidrotermal yataqların formalaşma sxemi (X.Omoto və R.Raya görə): 1-özülün suxurları; 2-submarin vulkanogen süxurlar; 3-riolit stoku; 4-dəniz suyu; 5-sulfid filizi; 6-qızdırılmış suların dövr etməsi

Basdırılmış suların iştirakı ilə hidrotermal yataqların formalaşma konsepsiyası. Basdırılmış suların iştirakı ilə hidrotermal yataqların formalaşmasının universal modeli yoxdur. Lakin belə modelin ayrı-ayrı misalları təklif edilmişdir. Onlardan biri amerikan alimi D.Şarpın təklif etdiyi modeldir. O, bu modeli ABŞ-ın Missuri ştatının cənub – qərbində yerləşmiş qurğuşun-sink yataqları üçün təklif etmişdir. Bu yataqların yarıhəlqəsi günbəzşəkilli Ozark çıxıntısını əhatə edir. O, Şimali Amerika platforması özülünün gec paleozoy oroqenezi nəticəsində kembriyaqədər yaşlı qalxmış kristallik süxurlardan ibarətdir. Çıxıntının ətək hissəsində karbonat flişi laylarından (kembri və ordovik yaşlı) ibarət olan platforma çexolu yerləşmişdir. Platforma çöküntülərinin qalınlığı 10 min metrdən artıqdır və böyük dərinlikli əyilmənin dəniz çöküntüləri ilə dolması nəticəsində yaranmışdır.

Filiz yataqları dolomit süxur dəstələrinə uyğunlaşaraq layaoxşar şəkilli kütlələr əmələ gətirirlər. D.Şarpın sxeminə uyğun olaraq, hidrotermal məhlullar gec paleozoy orogen güvvələrinin təsiri altında aşağı paleozoy çöküntülərindən məsamə sularının sıxılması nəticəsində formalaşmışdır.

Belə sular ilkin səpələnmiş filiz minerallaşmasını səmləşdirərək çatlı dolomit layları boyu yuxarı qaxmış və yer səthi yaxınlığında konsentrasiyalaşdıraraq çökdürmüşdür (şəkil 73).



Şəkil 73. Basdırılmış suların dövretmə modeli ilə hidrotermal filizəmələgəlmə sxemi (D.Şarpa görə): 1-platformanın qaxmış özülü; 2-platforma çexolundakı çökmə süxur hövzəsi; 3-sukecirən lay; 4-filiz; 5-sıxılma gücünün istiqaməti; 5-hidrotermal məhlulların axma istiqaməti.

Metamorfogen suların iştirakı ilə hidrotermal yataqların formalaşma konsepsiyası. Bu konsepsiyanın tərəfdarları hesab edirlər ki, metamorfogen suların istirakı ilə hidrotermal yataqların yaranma səbəbi Yerin qabığaltı dərinliyindən istilik axınının və sulu flüidlərin qalxması olmuşdur. Eksperimental işlərlə müəyyən olunmuşdur ki, turş məhlullarla metamorfik süxurlardan (200°C temperatur və 30 MPa təzyiq şəraitində) 100 saat ərzində cəmi metalların ilkin miqdarının 40%-i çıxarılır (Y.Belevtsev).

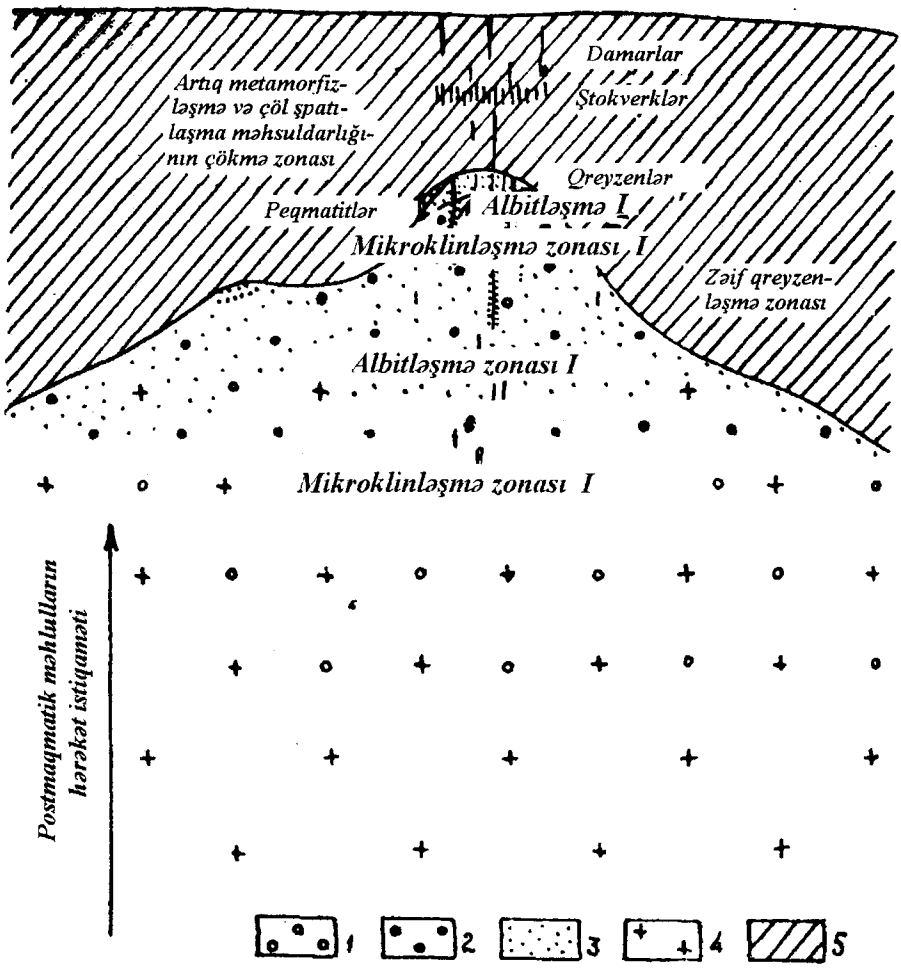
Metamorfizm sferasında yaranmış metamorfizləşmiş və metamorfik yataqlardan başqa, alloxton hidrotermal metamorfoqen əmələgəlmələr də yarana bilər.

5.6.1. Plutonogen hidrotermal yataqlar

Bu yataqların formalaşmasında qazların rolu cox böyük olduğundan bəzi tədqiqatçılar (V.A.Obruçev, A.Y.Fersman, P.Niqqli, H.Şneyderhen və b.) onların içərisində iki tip ayırırlar: 1) məhlulların qaz fazasından əmələ gəlmiş pnevmatolit (qreyzen) yataqları*; qreyzenlərlə sıx əlaqədə albititlər rast gəlirlər; 2) məxsusi hidrotermal yuksək temperaturlu (başqa sözlə, plutonogen) yataqlar.

Qreyzenlər kvarslı-mikalı metasomatik süxurlar olub, uçucularla zəngin yüksək temperaturlu hidrotermlərin turş alyaskitli qranitlərə təsiri nəticəsində əmələ gəlir. Qreyzenlərin səciyyəvi xüsusiyyətlərindən biri ondan ibarətdir ki, onların əmələ gəlməsi üçün intruzivlər alümosilikat tərkibli süxurlarda (qumdaşları, şistlər, turş effuzivlər, tuflar) yerləşməlidir. Tədqiqatçıların (Q. N. Şerba, A. A. Beus və b.) fikrincə qreyzenlərin formalaşması qranit massivlərinin yuxarı hissələrinin ilkin mikroklinləşməsi və apikal çıxıntılarının albitləşməsi fonunda baş verir. İlkin mikroklinləşmə və albitləşmə prosesləri nəticəsində süxurlarda səpələnmiş halda yayılmış nadir elementlər qreyzenlərdə toplanaraq filiz kütlələri əmələ gətirir. Qreyzenlər peqmatitlərlə assosiasiyada formalaşdıqlarından (3-7 km dərinlikdə, 600-300°C) bir tərəfdən peqmatitlərlə, digər tərəfdənsə birgə rast gəldikləri nadir metal daşıyan kvars paragenesizli (kvars-xlorit, kvars-turmalin, kvars-çöl şpatı və s.) damarlarla yaxınlıq əmələ gətirir (şəkil 74).

* Bəzi tədqiqatçılar (V.İ.Smirnov) bu yataqları ayrıca genetik qrup altında birləşdirirlər



Şəkil 74. Qranit massivinin apikal hissəsinin albitləşməsi ilə əlaqədar olaraq qreyzen yataqlarının formalaşma sxemi (Q.N.Şerbaya görə)

Plutonogen hidrotermal yataqlar massivlərin daxilində, əksər hallarda isə intruzivdən müxtəlif uzaqlıqda çökmə, metamorfik və hətta effuziv süxurlarda yerləşir. Ana intruzivlərin daxilində və yaxud onların bilavasitə yaxınlığında yerləşən plutonogen hidrotermal yataqlar fəzada çox zaman eyni tip filizləşmə ilə səciyyələnən peqmatit, skarn və qreyzen kütlələri ilə yaxınlıq təşkil edir. L.N. Ovçinnikov bu tip yataqları H. Şneyderhenin ardınca *intraintruziv* sinfinə aid edir. Onlar üçün sənaye miqyasda volfram, qalay, molibden, nisbətən az berillium, niobium, nadir torpaqlar və i.a. daşıyan kvars damarları səciyyəvidir. Damarlar adətən mürəkkəb, çoxfazalı leykokrat biotitli qranitlərlə və alyaskitlərlə bağlı olur.

Plutonogen hidrotermal yataqların böyük bir qismi intruzivlərdən müxtəlif məsafələrdə yerləşmişdir. L.N. Ovçinnikov tərəfindən *apo-intruziv* sinfinə aid edilən bu yataqların ana intruzivlərlə fəza əlaqəsi aydın müşahidə olunmur, lakin istər yataqların, istərsə də intruziv massivlərin təxminən bir vaxtda əmələ gəlməsi, eynilə bu və ya digər strukturda yerləşməsi, nəhayət, geokimyəvi «qohumluğu» bu əlaqəni inandırıcı edir. İntruzivlər normal qranitlərdən və qranodioritlərdən təşkil olunmuşdur. Onlarla çox zaman sulfid yataqları (əlvan və nadir metal) bağlıdır.

Apointruziv plutonogen hidrotermal yataqların qranitlərlə genetik əlaqəsini göstərən faktlardan biri də filiz kütlələrinin daykalarla yanaşı rast gəlməsidir. Çox zaman filiz əmələgəlmə mərhələləri daykaların çatlarla daxil olma etapları ilə çarpazlaşır. Bütün bunlar onu göstərir ki, istər filiz əmələ gətirən məhlullar, istərsə də daykalar uzun müddət fəaliyyətdə olan eyni bir maqmatik ocağın məhsullarıdır. Apointruziv plutonogen hidrotermal yataqların səciyyəvi xüsusiyyətlərindən biri də ondan ibarətdir ki, onlar təkcə daykalarla deyil, habelə kiçik intruzivlərlə də paragenetik əlaqədədir.

Plutonogen hidrotermal yataqlar üçün qeyri-düz, təsbehvari, genişlənmə (şişmə) sahələri ilə səciyyələnən və at quyruğu tipli damarlar xasdır. Bəzən damarların müəyyən hissələrində filiz mineralları (faydalı komponentlər) qeyri-bərabər paylandığından onların konsentrasiyası artır. Bu yolla filiz sütunları yaranır. Struktur və litoloji nəzarətdən sıx asılı olan filiz sütunları hidrotermal məhlulların açıq çatlarda, brekçiyalaşma və sementləşmə zonalarında, çatların və damarların kəsişmə sahələrində və bu kimi yerlərdə öz faydalı yüklərini azad etməsi nəticəsində əmələ gəlir. Çox zaman sıx yerləşmiş müxtəlif istiqamətli çat sistemləri filizli məhlullarla dolaraq ştokverklər əmələ gətirir (məsələn, molibden yataqları). Ştokverklər planda 1-2 km^2 sahəni tutur, onların vertikal üzrə ölçüləri 300-500, nadir hallarda 1200-1700 m-ə çatır, qalınlıqları orta hesabla 100 m-ə yaxınlaşır. Metasomatik filiz kütlələri də rast gəlir. Onlar struktur və litoloji faktorlarla nəzarət olunur. Sonuncu halda süxurların kimyəvi tərkibi ilə yanaşı digər xüsusiyyətləri də (məsələn, kimyəvi cəhətdən əvəz edilmələri üçün əlverişli olmaları – karbonatlar, xüsusən əhəngdaşları və yaxud fiziki-mexaniki xüsusiyyətlərinin əlverişli olması-silikatlar) nəzərə alınmalıdır. Filizlər, adətən massiv teksturalı olur, möhtəvi filizlərə də rast gəlinir. Filiz kütlələrinin ölçüləri çox vaxt

orta və kiçik, nadir hallarda böyükdür.

Plutonogen hidrotermal yataqlar adətən kompleks filizlərdən ibarət olur, yalnız bəzi tip qızıl daşıyan damarlar digər metalların sənaye konsentrasiyasını əmələ gətirmir. Yataqlar üçün uçucularla zəngin olan və yüksək temperaturlu minerallar, məsələn, maqnetit, hematit, pirrotin, kassiterit, volframit, gübnerit, şeyelit, molibdenit, bismutit, arsenopirit, qızıl, xalkopirit, qalenit, sfalerit, turmalin, topaz, berill, floqopit, qrafit, apatit, korund, kvars, çöl şpatları, muskovit, litiumlu mikalar, flüorit, skapolit, amfibol, qranat və rodonit səciyyəvidir.

Plutonogen hidrotermal yataqlar böyük və orta dərinliklərdə (5-1 km) əmələ gəlir. Bu müqabildən qızıl-mərgümüş (Koçkarsk, Cetıqara, Ural) və kembriyəqədərki qalxanlarda yerləşən «qədim kvars-qızıl» (Morovello; Braziliya; Kolar, Hindistan; Park-Yupayn, Kanada) formasiyalarının yataqları göstərilməlidir. Qreyzenləşmiş süxurlarda kvars-kassiterit və kvars-volframit (gübnerit) damarları və ştokverkləri (Onon, İultin, Rusiya; Kornuoll, İngiltərə, Tsinovets, Çexiya) müşahidə edilir. Bəzən kvars-molibdenit damarlarından təşkil olunmuş sənaye əhəmiyyətli yataqlar da rast gəlir (Şərqi Kounrad, Şalgiya, Qazaxıstan). Bu cür yataqlarda filizyanı dəyişmə qranitlərin albititlərə, qreyzenlərə, gil çöküntülərinin isə topaza və turmalinə (kvarsla, muskovitlə və serisitlə) çevrilməsi ilə səciyyələnir.

Bu qrupa habelə qızıl-sulfid (Bereyozovsk, Ural; Berikul, Qərbi Sibir; Stepnyak, Qazaxıstan; Muruntau, Orta Asiya; Bendiqo, Avstraliya; Materinskaya jila, ABŞ), mis-molibden-porfir (Kounrad, Almalıq, Qazaxıstan; Qacaran, Aqarak, Dəstəgert, Ermənistan; Binhem, ABŞ və s.), polimetal (Leninoqorsk, Zıryanovsk, Sadon və s.) və sulfid-kassiterit (Deputatskoye, Eqe-Haya, Yakutiya) formasiyalarının yataqları da aid edilməlidir. Eynilə bu şəraitdə Klaymaks (ABŞ) molibden yatağı formalaşmışdır.

Plutonogen hidrotermal tip qeyri-filiz faydalı qazıntılarından qrafit (Şri Lank), floqopit (Slyudyanka, Aldan, Rusiya; Kanada; Madaqaskar), korund, sillimanit və kianit (Çaynıtsk, Yakutiya; Şimali Hindistan), xrizotil-asbest (Bajenovsk, Ural; Kanada; Zimbabve), dağ bülluru (Pamirsk, Aldan, Rusiya; Braziliya) və əksər flüorit (Soloneçnoye, Usuqlinskoye, Zabaykal; Taskaynar, Qazaxıstan) yataqlarını göstərmək olar.

Nadir hallarda plutonogen hidrotermal yataqlar kiçik dərinliklərində formalaşır. Dmitriyevsk və Klyuçevsk (Zabaykal) yataqlarının

mis-qızıl-turmalin damarları və Akenabe (Yaponiya) yatağının mis-qalay filizi kütlələri sözsüz ki, kiçik dərinliklərdə əmələ gəlmişdir. Anqara-İlim rayonunun traplarla əlaqədar olan dəmir (maqnetit) yataqları (Rudnaya qora, Korşunovskoye) da kiçik dərinlikdə lokallaşmışdır. Bu tip yataqlarda filizyanı süxurlar kvarslaşmaya (törəmə kvarsitlər), berezitləşməyə, listvenitləşməyə, serisitləşməyə, karbonatlaşmaya, dolomitləşməyə, xloritləşməyə, propilitləşməyə, serpentinitləşməyə, piritləşməyə, hematitləşməyə və s. məruz qalır.

5.6.2. Vulkanogen hidrotermal yataqlar

Bu yataqlar cavan və müasir vulkan əyalətlərində səthə yaxın şəraitdə, yaxud nisbətən dərinlikdə əmələ gəlir. Bəzən bu tip yataqlar termal mineral bulaqların inkişaf etdiyi rayonlarda qeyd olunur. Filiz kütlələri geosinklinalların gec inkişaf mərhələsində əmələ gəlmiş andezit-dasit-riolit formasiyasının süxurları ilə və əsasiliyi çox olan vulkanitlərlə bağlıdır. Onlar platformaların tektono-maqmatik aktivləşməsi nəticəsində yaranmış trapp və qələvi maqmatik formasiyaları ilə əlaqədə də əmələ gəlir. Filiz kütlələri ekstruziv, vulkan ağzı (əsas etibarilə) və subvulkanik fasiyalarda, sinvulkan qırılmalarında və çatlarında, tufogen süxurlarda, bəzən əhəngdaşlı-gilli çöküntülərdə yerləşir. Onlar çatlar üzrə inkişaf tapan şaxələnən damarlardan, filiz sütunlarından, ştokverklərdən, nadir hallarda uyğun yatıma malik olan linzalardan təşkil olunmuşdur. Damarlar kiçik ölçülüdür, bir neçə yüz metrə uzanır, eynilə düşmələri üzrə 200-250 m-ə (bəzən 800 m-ə qədər – Potosi yatağı, Boliviya) qədər izlənir, qalınlıqları 0,1-3,5 metrdir. Lakin çox zaman onlar zəngin filizlərdən təşkil olunur və hətta «bonantslar» (yerli toplanma) əmələ gətirir. Vulkanogen hidrotermal yataqlarda boruyaoxşar və qeyri-düzgün formalı metasomatik kütlələr də rast gəlir.

Vulkanogen hidrotermal yataqlar səthə yaxın zonalarda formalaşırlar (adətən 1 km-ə qədər). Onlarda vertikal minerallaşma zonallığı qeyd olunur. Filizləşmənin ilkin temperaturu çox da ola bilər (məsələn, Boliviyadakı Llalaqua yatağında ilkin mərhələdə turmalinin, kassiteritin və volframitin əmələgəlmə temperaturu 600-500°C-yə qədərdir), lakin yatağın formalaşması təzyiqin və temperaturun kəskin surətdə aşağı düşməsi ilə müşayiət edildiyindən, hidrotermal minerallaşma, adətən 200-100°C və daha az temperaturda baş verir. Bu cür şərait mi-

neralların qısaldılmış şaquli intervalda xeyli toplanmasına (teleskoplaşma) və filiz kütlələrinin mürəkkəb tərkibə malik olmasına səbəb olur. Onların içərisində səciyyəvi sulfoduzlar (enargin, lüsonit), sulfatlar (barit, anhidrit, gips), dəmir oksidləri (maqnetit, hematit, hetit), alunit və s. iştirak edir. Filizlər metakolloid strukturludur. Yan süxurlar kvarslaşmaya, alunitləşməyə, propilitləşməyə, argilləşməyə və bu kimi turş xüsusiyyət daşıyan dəyişmələrə məruz qalır.

Vulkanogen-hidrotermal tipin ən səciyyəvi nümayəndəsi qızılgümüş formasiyasının yataqlarıdır (Taseyevka, Baley, Şərqi Zabaykal; Aqatovskoye, Maqadan və b; Kripl-Krik, Komstok, Bessik, ABŞ; Tonopa, Meksika; Naqiaq, Rumıniya; Yaponiya; Filippin; İndoneziya). Filiz kütlələri, adətən propilitləşmiş süxurlar içərisində yerləşmişdir. Gümüşlə zəngin olan polimetal (Paçuka, Veta, Madre, Meksika; Pulakayo, Boliviya), mis-mərgümüş (enargit) (Bitti-Bulağ, Azərbaycan; Byutt, ABŞ), molibden-uran (Merisveyl, ABŞ), flüorit (Urulyunquyevskoe, Streltsovskoye, Abaqaytuy, Zabaykal), bertrandit (Axuaçili, Meksika; Tomas silsiləsinin yataqları, ABŞ), islandiya şpatı (Aşağı Tunquska, Vilyuy, Sibir; İslandiya), civə (Çempurinskoye, Kamçatka; Borkut, Zakarpat; Monte-Amiata, İtaliya; Mak-Dermit, Sulfur-Benk, ABŞ), sürmə (Sarıcaz, Rusiya; Baye-Mare, Rumıniya; Senator, Türkiyə; Xammam N'Boyl, Əlcəzair; İellou-Poyn, ABŞ), aqat (Axaltsık, Gürcüstan; Todan, Hacıkənd, Azərbaycan), barit (Zaqafqaziya, Türkmənistan), alunit (Zəylik, Azərbaycan; Xemnits, Çexiya; Cənubi-Şərqi Çin) formasiyalarının yataqları da səciyyəvidir.

5.6.3. Amaqmatogen, yaxud teletermal (stratiform) yataqlar

Bu yataqlar yer səthindən bir neçə yüz metrdən 1-2 km dərinliyə qədər yerləşir. Onların formalaşma temperaturu 200-250°C-dən artıq olmur. Bu yataqlar bağlı olduqları metaldaşıyan maqmatik ocaqlardan çox uzaqlarda yerləşdiklərindən onları təşkil edən yan süxurlar çökmə və ya effuziv mənşəli olur. Əksər hallarda amaqmatogen yataqların inkişaf etdiyi vilayətlərdə intruziv süxurlar olmur. Bu səbəbdən L. Qreyton onları maqmatik mənbədən uzaqlaşmış teletermal yataqlar qrupuna aid edir. Xüsusən qum daşlarındakı mis yataqlarının (Cezqazğan, Qazaxıstan; Katanqa, Zair; Uayt-Payn, ABŞ, Boleo, Meksika) və əhəng daşlarındakı qurğuşun-sink filizlərinin (Mirqəlimsay, Qazaxıstan; Missisipi-Missuri, ABŞ) mənşəyi uzun müddət mübahisəli

olaraq qalır, onlar gah çökmə, gah da hidrotermal genezisli kimi qəbul edilir. Son illər bu qrup yataqlar «stratiform» yataqlar adı altında birləşdirilir. Bu ondan irəli gəlir ki, filizləşmə müəyyən stratiqrafik süxurlar horizontunda qeyd olunur. V.İ. Smirnov, stratiform yataqların əmələ gəlməsi ilə ətraflı məşğul olmuş və bu sahədə mövcud olan müxtəlif fikirləri dörd qrupda cəmləşdirmişdir. V.İ. Smirnovun ardınca bu fikirləri araşdıraq.

Birinci qrup geoloqlar (V.S. Domarev, V.İ. Popov, A. Mauxer, P. Rutye, H. Şneyderhen və b.) stratiform yataqları ilkin çökmə mənşəli hesab edir və göstərirlər ki, onlar sonradan bu və ya başqa dərəcədə diagenetik, katagenetik və metamorfik dəyişmələrə məruz qalmışdır. Bu alimlər aşağıdakı dəlilləri irəli sürürlər: 1) yataqların çökmə lay dəstələrində intruziv süxurların iştirak etmədiyi sahələrdə rast gəlməsi; 2) filiz kütlələrinin lay forması; 3) filizləşməyə minerallaşmış qırılmaların nəzarət etməməsi; 4) filizlərin stratiqrafik kəsilişin müəyyən hissələrinə uyğun gəlməsi; 5) filizlərin dayaz sulu, bir qədər duzlaşmış sahilyanı dəniz fasiyalarında yerləşməsi; 6) filizdaşıyan lay dəstələrinin heterogen ritmik quruluşu; 7) kəsilişin ilkin transqressiv və sonuncu reqressiv hissələri ilə filizləşmənin əlaqəsi; 8) lay filiz kütlələrinin uzanması boyu tipik çökmə-diagenetik filizlərlə (filiz konkresiyaları zonaları) əvəz edilməsi; 9) filiz minerallarının iştirakı ilə maddənin diagenetik dəyişməsi əlamətləri (konkresiya ayrılmaları, sıxlaşma effekti və s.); 10) ayrı-ayrı stratiqrafik mərtəbələrdə filiz laylarının iştirakı; 11) metallik elementlərin izotop tərkibinin filizlərin izotop münasibətinə uyğunluğu; 12) filizlərdə biogen-çökmə mənşəli yüngülləşmiş kükürd izotoplarının geniş iştirakı; 13) filizlərin tərkibinə daxil olan metalların yan süxurlara nisbətən qədim yaşlı olması, başqa sözlə, metalların daha qədim ətraf süxurlardan gətirilməsi; 14) filizlərin sadə mineraloji tərkibi.

İkinci qrup geoloqlar (F.İ.Volfson, Y.Y.Zaxarov, Ş.Yesenov, A.V.Korolyov, K.İ.Satpayev və b.) bu yataqları dərinlikdə yatmış və eroziya vasitəsilə açılmamış intruziv süxur massivləri ilə bağlı olan epigenetik hidrotermal qrupuna aid edir. Onlar öz fikirlərini aşağıdakılarla əsaslandırırlar: 1) bəzi yataqlarda, uyğun laylarla yanaşı damar filiz kütlələrinin iştirakı; 2) bəzən yan süxurların hidrotermal dəyişməyə (kvarslaşma, dolomitləşmə, serisitləşmə) məruz qalması; 3) filiz əmələ gəlməsində metasomatoz prosesinin iştirak etməsi; 4) bəzi yataqlarda filizlərin bir neçə mərhələdə formalaşması; mərhələlər

arasında fasilə qeyd olunur, bəzən ayrı-ayrı mərhələlərdə əmələ gəlmiş filizlər mineraloji tərkiblərinə görə fərqlənir; 5) bəzən mineralların ayrılmasının nisbətən yüksək temperaturda (200-70°C) baş verməsi.

Üçüncü qrup geoloqlar (V. Lindqren, A.İ. Perelman, A. Qermanov və b.) bu yataqları epigenetik mənşəli hesab etməklə yanaşı, eyni zamanda göstərirlər ki, onlar yer qabığının dərin horizontlarında hərəkət edən kimyəvi cəhətdən xeyli fəal meteor sularının təsiri nəticəsində yaranmışdır; qurğuşun qədim yaşlı çöküntülərdən, kükurd isə yeraltı sulfat sularından çıxarılmışdır.

Nəhayət, dördüncü qrup geoloqlar (V.İ. Smirnov, Q.N. Şerba) amaqmatogen yataqların poligen və polixron mənşəyə malik olması fikrindədirlər. Onlar stratiform yataqların uzun müddətli geoloji inkişaf prosesi nəticəsində formalaşmasını göstərirlər; ilk əvvəl singenetik filizlər və yan süxurlarla eyni vaxtda yaranan vulkanogen-çökmə və çökmə filizlər əmələ gəlmişdir; onlar qanunauyğun diagenetik və katagenetik dəyişmələrə məruz qalmışdır. Bu cür filiz kütlələri tavanın süxurları ilə örtüldükdən sonra, yeraltı isti minerallaşmış suların təsiri nəticəsində filiz əmələgəlmə prosesinin xüsusiyyəti dəyişmişdir; belə ki, isti minerallaşmış sular mineral kütlələrinin yenidən qruplaşmasına və damar tipli (yaran) epigenetik filiz kütlələrinin yaranmasına səbəb olmuşdur.

Yuxarıda göstərilən geoloji xüsusiyyətlərdən amaqmatogen yataqları səciyyələndirən ən ümumi əlamətlər aşağıdakılardır: 1) yataqların intruziv süxurlarla fəza əlaqəsinin müəyyən edilməməsi; 2) filiz əmələgəlmə prosesinə aydın litoloji nəzarət; 3) sadə maddi tərkib. Bəzi əlamətlər nisbətən fərdi xüsusiyyət daşıyır. Məsələn, vertikal filizləşmə intervalının böyük olması, çox yarusluluq, formasiya daxili laylaşma zonalarının filizə nəzarətedici rolu, nisbətən aşağı temperaturda əmələgəlmə, yataqların çox zaman qədim massivlərin kənar hissələrində yerləşməsi və s. Bütün bunlar amaqmatogen yataqların nisbətən aşağı temperaturlu, yaxşı separasiya olunmuş və zəif konseptrasiyalaşmış yüksək sızma qabiliyyətinə malik olan məhlullar hesabına əmələ gəlməsini göstərir. Filizli hidrotermlərin mənbəyi dərinlik ocaqları olmuşdur. Onlar stabil massivləri sərhədləndirən dərinlik qırılmaları ilə yuxarı horizontlara qalxmış, bəzən də formasiya daxili və yaxud formasiya arası laylaşma zonaları ilə axmışdır. Bütün bu xüsusiyyətləri nəzərə alsaq, amaqmatogen hidrotermal yataqlar

qrupuna ilk növbədə misli qum daşlarını (Cezqazqan, Qazaxıstan; Udokan, Sibir; Katanqa, Zair; Zambiya; Uayt-Payn, ABŞ; Boleo, Meksika), karbonat süxurlarındakı qurğuşun-sink yataqlarını (Mirqəlimsay, Qazaxıstan; Sardana, Cənubi Yakutiya; Missisipi-Missuri, ABŞ və b.), bəzi sürmə və civə yataqlarını (Kadamcay, Xaydarkan, Orta Asiya; Nikitovka, Donbas; Almaden, İspaniya; İdriya, Yuqoslaviya; San Xose, Meksika), mərgümüş (Lukumi, Culfa, Zaqafqaziya), flüorit (Takob, Auraxmat, Orta Asiya; Missisipi çayının vadisi, ABŞ) yataqlarını və s. aid etmək lazımdır.

Fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti. Filiz daşıyan hidrotermlər asılı, kolloid və həqiqi məhsullar şəklində ola bilərlər. Asılı və yaxud suspenz, dispers fazasının hissəciklərinin ölçüləri 0,1 mkm-dən artıq olan məhlullardır. Onlar hidrotermal filizləşmə prosesində böyük rol oynamır. Kolloid məhlullarda dispers fazasının hissəciklərinin ölçüləri 0,1 mkm-dən 1 nm-a qədər olur. Bu məhlulların hidrotermal filizləşmə prosesində rolu nisbətən böyükdür. Onlarda dispers mühiti kimi iştirak edən su hidrozolilərə aid edilir. Kolloidlər müxtəlif metal birləşmələrinin mitsellalarını saxlayır və koaqulyasiyaya məruz qalan zaman geliləri əmələ gətirir. Sonrakı sinerezis və kristallaşma nəticəsində gelilərin hesabına metakolloid mineral kütlələri yaranır. Hidrotermal filizləşmə prosesi üçün həqiqi və yaxud molekulyar məhlulların rolu, yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi, daha böyükdür. Onlarda ionların, ion qruplarının və molekulların ölçüləri 1-dən 0,1 nm-a çatır. Bu cür məhlullarda təmiz su və məhlulların suyu dissosiasiya edərək hidrogen kationlarına və hidroksid anionlarına ayrılır. Sulu məhlullarda hidrogen ionlarının konsentrasiyasının əks işarə ilə götürülən onluq loqarifmi «hidrogen göstəricisi» adlanır və pH simvolu ilə işarələnir; pH=7 olan halda sulu məhlul neytraldır: Əgər pH>7-sə məhlul qələvi, pH<7 olanda isə turşdur. N. İ. Xitarova görə, hidrogen göstəricisinin neytral nöqtəsi temperatur və təzyiq artdıqca aşağı düşür: o, 100°C və 0,1 MPa təzyiqdə 6,1-ə, 218°C və 2,3 MPa təzyiqdə isə 5,7-ə bərabərdir.

Sulu məhlulları səciyyələndirmək üçün oksidləşdirici-bərpaedici potensialın (Eh) da müəyyən edilməsi vacibdir. Bu göstərici (Eh) oksidləşmə-bərpaedilmə prosesində bir-birilə əlaqədə olan maddələrin əmələ gətirdikləri cərəyanın gücünü təyin edir və mikrovoltlarla ölçülür; Eh istər müsbət və istərsə də mənfi ola bilər.

Plutonogen hidrotermal yataqlar müxtəlif dərinliklərdə əmələ gə-

lir. Lakin o, 5 km-dən artıq olmur, çünki onları doğuran ana intruzivlər maksimum bu dərinlikdə yerləşir.

Plutonogen hidrotermal yataqlar çox mərhələli filizləşmə prosesi ilə səciyyələnirlər. Təbiidir ki, yataqların formalaşması geniş temperatur diapazonunda baş verir. Filizlərin əmələgəlmə temperaturunu müəyyən etmək üçün müxtəlif üsullar təklif olunmuşdur. Son illər bu məqsədlə minerallardakı qaz-maye daxil olmalarının qızdırılarkən homogenləşməsindən və yaxud partlamasından (dekrepitləşmə) istifadə edirlər. İ. Banşikova bu metodu tətbiq edərək Karaoba volfram, L. Koltun isə Lebedinsk qızıl yataqlarında filizləşmə prosesinin 375°-50°C arasında getməsini müəyyən etmişlər. Berezovsk və Koçkarsk qızıl yataqlarında bu proses müvafiq olaraq 420-70°C və 470-40°C arasında baş vermişdir. Hidrotermal filiz damarlarından götürülmüş kvarsın (Uzaq Şərq) və topazın (Zabaykal) temperaturu qazlı-maye daxil olmalarına əsasən 540°-560°C müəyyən edilmişdir.

Ümumiyyətlə, vulkan eksqalyasiyalarının öyrənilməsi də yuxarıdakı rəqəmlərin həqiqətə yaxın olmasını göstərir. Məsələn, Alyaskadakı «Dolina desyati tısyaç dımov» vulkan vadisində eksqalyasiyaların temperaturunun 645°C-dən 50°C-ə qədər olması müəyyən edilmişdir. Bütün bunlardan o nəticəyə gəlmək olar ki, hidrotermal yataqların ilkin temperaturu 700-600°C-yə yaxın olmuş və tədricən azalaraq 50-25°C-yə çatmışdır. İntensiv hidrotermal filizləşmə prosesi isə 400°-100°C intervalında gedir.

Hidrotermal filizləşmə prosesini temperaturla yanaşı təzyiq də səciyyələndirir. Bu haqda nisbətən az məlumat toplanmışdır. Ümumiyyətlə, yer qabığındakı təzyiq üstdə yatmış süxurların yaratdığı yüklə müəyyən edilir. Süxurların orta sıxlığı 2,6-2,7 olarsa, 5 km dərinlikdə yaranmş hidrostatik təzyiq (P) 1300-1350 kq/sm^2 olacaqdır.

Hidrotermal filizləşmənin məruz qaldığı təzyiqi minerallardakı qazlı-maye daxil olmalarının homogenləşməsi və dekrepitləşməsi temperaturlarının fərqi ilə də müəyyən etmək mümkündür (V. Naumov). Hesab olunur ki, hidrotermal filizləşmə prosesi yüksək təzyiq şəraitində gedir (10-30 Mpa-dan 400-500 Mpa-ya qədər). L. Koltuna görə, Berezovsk yatağından götürülmüş qızıldaşıyan kvars 60 MPa, Pamirin kvars damarlarından götürülmüş dağ bülluru isə 85-dən 45±10 Mpa-ya qədər təzyiq şəraitində yaranmışdır.

Vulkanogen hidrotermal yataqların fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti plutonogen hidrotermal yataqların şəraitindən ciddi surətdə

fərqlənir. Onlar yer səthində, su altında (bir neçə yüz metr dərinlikdə) və maqma yer səthinə dərin tektonik qırılmalarla qalxan zaman nisbətən hipovulkanik şəraitdə formalaşa bilər (Q.N. Şerba). Maqmanın göstərilən şəkildə qalxması V.N. Kotlyarın fikrincə, subvulkan intruzivlərinin formalaşmasına və mürəkkəb vulkanogen-intruziv, habelə ekstruziv komplekslərin əmələ gəlməsinə səbəb olur. Vulkanogen hidrotermal yataqlar adətən yer qabığının böyük vertikal hərəkət qradiyenti ilə səciyyələnən vilayətlərdə rast gəldiklərindən V.S. Sobolyev hesab edir ki, uçucuların əmələ gəlməsi və konsentrasiyası həddindən artıq dərinlik təzyiq ocaqlarının əmələ gəlməsinə səbəb olmuşdur. Yer səthindən 4-5 km dərinlikdə yerləşmiş süxurlarda məsamələr, demək olar ki, büsbütün bağlı olur. Bu səbəbdən temperatur artır, suyun qaza çevrilməsi baş verir və təzyiq xeyli çoxalır. O, bəzən hidrostatik təzyiqdən də artıq olur. V.N. Kotlyarın fikrincə, üstdə yatan süxur təbəqələrinin təzyiqindən daha artıq təzyiqin yaranması karbonat süxurlarının parçalanması zamanı əmələ gəlmiş CO_2-nin parsial təzyiqi ilə də izah edilə bilər. Məsələn, bu zaman 700°C temperaturda yaranmış parsial təzyiq 2600 bara çatır.

Hidrotermal qrupa aid edilən sonuncu üçüncü sinif amaqmatogen (teletermal, stratiform) yataqlardır. Onların da əmələgəlmə temperaturu geniş intervalda dəyişir, lakin çox zaman proses aşağı temperaturlarda baş verir (20-30-100°C). Bunu civə, sürmə, mərgümüş, qurğuşun, sink və bu kimi metalları saxlayan müasir bulaqların temperaturunun öyrənilməsi də təsdiq edir. Eyni zamanda yüksək geotermik qradiyentlə səciyyələnən vilayətlərdə (Yeni Zelandiya, Kamçatka) yer səthindən 150-200 m dərinlikdə civə saxlayan məhlulların temperaturunun 200-300°C və hətta 400°C-ə (qazlı-sulu qatışıq) çatması amaqmatogen yataqların filizləşmə temperaturunun ayrı-ayrı hallarda geniş intervala malik olmasını göstərir. Bu hal, xüsusən amaqmatogen civə və flüorit yataqları üçün xasdır (bir neçə on dərəcədən bir neçə yüz dərəçəyə qədər), polimetal və barit yataqlarında isə filizləşmənin temperatur intervalı kiçikdir – 50-200°C. Sürmə yataqları (kvars-antimonit formasiyası) nisbətən sabit temperatur rejimi ilə fərqlənir (150-200°C).

Amaqmatogen yataqların formalaşma dərinliyini və onların bu zaman məruz qaldıqları təzyiqi müəyyən etmək üçün filizləşmənin vertikal yayılma intervalını müəyyən etmək çox vacibdir. Amaqmatogen yataqlar üçün filizləşmənin vertikal yayılma intervalı bir neçə

min metr təşkil edə bilər.

Amaqmatogen görünüşlü ayrı-ayrı yataqların (məsələn, civə) əmələgəlmə temperaturu bəzən 300°C-dən çox olduğundan, geotermik koeffisiyenti nəzərə almış olsaq, onların, hətta 10 min m dərinlikdə belə əmələ gəlməsini qəbul etmək olar. Ümumiyyətlə, aşağı temperaturlu civə-sürmə və polimetal yataqlarından götürülmüş minerallardakı (kvars və b.) qaz-maye daxil olmaları onların bir neçə on atm. təzyiq altında əmələ gəlmələrini göstərir. Əgər biz amaqmatogen yataqların yuxarıda göstərilən dərinliklərdə yerləşmə ehtimalını nəzərə alsaq, bu yataqların formalaşması zamanı təzyiqin geniş hüdudda (1-dən 200 atm-ə qədər) dəyişməsini qəbul etməliyik.

Geoloji əmələgəlmə şəraiti. Hidrotermal yataqlar geosinklinalların bütün inkişaf mərhələlərində və platformaların tektono-maqmatik aktivləşmə prosesləri nəticəsində əmələ gəlir. Bununla belə, istər əmələgəlmə intensivliklərinə, istərsə də tərkiblərinə görə bu yataqlar strukturların ayrı-ayrı inkişaf mərhələlərində bir-birlərindən ciddi surətdə fərqlənir.

Geosinklinalın inkişafının ilk mərhələsində submarin vulkanogen spilit-keratofir formasiyası ilə əlaqədə səciyyəvi kükürd və mis-sink kolçedan filizləri yataqları əmələ gəlir. Orta mərhələdə turş və alyaskit qranitlərilə bağlı olan qreyzen və kvars paragenezisli hidrotermal qalay, volfram, litium və berillium yataqları yaranır. Onu da qeyd etmək lazımdır ki, hidrotermal yataqların əmələ gəlməsi iri qranitoid intruzivlərinin formalaşmasından sonra, başqa sözlə, qırışıqlıqdan sonra baş verir. Gec, qırışıqlıqdan sonrakı mərhələdə (platforma rejiminə keçid şəraitilə səciyyələnir) kiçik intruzivlər, ekstruziv və subvulkanik süxurlar formasiyaları ilə əlaqədə çoxlu miqdar hidrotermal əlvan və nadir metal yataqları (xüsusən sulfid paragenezisli) yaranır. Bu cür yataqlar çox zaman maqmatik süxurlarla paragenetik əlaqə təşkil edir.

Platformaların aktivləşmiş sahələri üçün alyaskit qranitləri ilə bağlı olan qreyzen və kvars paragenezisli qalay, volfram, litium və berillium yataqları səciyyəvidir (Çin platformasının nadir metal yataqları). Eyni şəraitdə, əsasiliyi və qələviliyi çox olan qranitoid intruzivlərilə əlaqədə olan hidrotermal qızıl və habelə qurğuşun və sink yataqları formalaşır (Sibir və Çin platformlarındakı yataqlar).

Hidrotermal yataqlar yer qabığının bütün inkişaf tarixində əmələ gəlmişdir. Ən qədim yaşlı hidrotermal yataqlar (2,5 mlrd. il) Ukraynada müəyyən edilib. Proterozoy, rifey, kaledon, hersin, kimmeri və

alp epoxalarında hidrotermal yataqlar formalaşmışdır. İsti mineral bulaqlarından əmələ gələn damarlar (civə) hazırda da lokallaşır (Stimbot-Sprinq, ABŞ).

Hidrotermal yataqların intruziv süxurlarla genetik əlaqəsi. Hidrotermal yataqların assosiasiya təşkil etdikləri intruziv süxur komplekslərilə əlaqələri çox mürəkkəbdir. Bu ondan irəli gəlir ki, hidrotermal filiz kütlələri istər massivlərin daxilində və yaxud yaxınlıqlarında, istərsə də intruzivdən bir neçə km aralı onun tavanını təşkil edən süxurlarda yerləşir.

Hidrotermal yataqların intruziv süxur komplekslərilə əlaqəsinin aşağıdakı əlamətlərini göstərmək olar: 1) eyni zamanda əmələgəlmə; 2) eyni geoloji strukturlarda yerləşmə; 3) eyni fasial dərinlik şəraitində əmələgəlmə; 4) eyni metamorfizləşmə dərəcəsi; 5) müəyyən tərkibli intruziv süxurların və yataqların assosiasiyası; 6) hidrotermal yataqların intruziv süxur massivlərinə nisbətən qanunauyğun yerləşməsi; 7) geokimyəvi qohumluq.

Bu əlamətləri araşdıraq.

Eyni zamanda əmələgəlmə. İntruziv süxurların və onlarla bağlı olan filiz yataqlarının eyni tektonomaqmatik fazada əmələ gəlməsi düşünülür. Belə ki, intruzivlər və hidrotermal yataqlar eyni yaşlı süxurlar içərisində yerləşir və eyni yaşlı nisbətən cavan süxurlarla örtülür.

Bəzən filizləşmədən sonrakı lay dəstələrinin bazal konqlomeratlarında filiz çınqıllarına təsadüf edilir. Məsələn, Tyan-Şandakı Qaravaş və Çinasılsay polimetal yataqlarının filiz çınqılları devonun və karbonun konqlomeratlarında tapılmışdır. Bu hal adları çəkilən yataqların kaledon metallogenik formalaşmasını göstərir.

Eyni geoloji strukturlarda intruziv süxur komplekslərinin və hidrotermal yataqların yerləşməsi bir çox filiz rayonlarında müşahidə olunur. V. İ. Smirnov göstərir ki, geosinklinalın inkişafının ilkin mərhələsinin vulkanogen kompleksləri və onlarda yerləşmiş kolçedan yataqları dar geosinklinal xəndəklərə uyğun gəlir, nadir metal filiz zolağının vəziyyətini müəyyən edən turş alyaskitli qranitlərin «zənciri» isə daxili geosinklinal zonaların aralıq antiklinal qalxmaları boyu uzanır, nəhayət, geosinklinalların gec inkişaf mərhələlərində əmələ gəlmiş kiçik intruzivlər və onlarla assosiasiya təşkil edən müxtəlif hidrotermal yataqlar kəmər şəklində tektonik cəhətdən zəifləşmiş zonalar və qırılmalar boyu izlənir və s.

Eyni fasial dərinlik şəraitində əmələgəlmə. Abissal zonanın aşağı hissələrində qranitlərlə genetik əlaqədə peqmatit və qreyzen-kvars (nadir metallarla) yataqları, yuxarı hissələrində isə qranodioritlərlə bağlı olan skarn və plutonogen hidrotermal yataqlar formalaşır. Hipabissal zona üçün kiçik intruzivlər və onlarla paragenetik assosiasiya təşkil edən hidrotermal filizləşmə məhsulları xasdır. Yer səthinə yaxın zonada təsadüf edilən effuziv və ekstruziv süxur kompleksləri ilə isə vulkanogen hidrotermal yataqlar əlaqədardır.

Eyni metamorfizləşmə dərəcəsi. İntensiv regional metamorfizləşməyə məruz qalmış qədim yaşlı intruziv süxurlarda nisbətən metamorfizləşmiş filiz kütlələri qeyd olunur. Cavan intruzivlərlə assosiasiya təşkil edən yataqlarda isə filizlərin metamorfizləşməsi zəifdir, onlarda metakolloid strukturları, mineralların ilkin böyümə formaları və s. saxlanılır.

Müəyyən tərkibli intruziv süxurların və yataqların assosiasiyası əsasən ultraəsasi, əsasi, orta, turş və qələvi intruzivlər üçün müəyyən edilmişdir. Ultraəsasi və əsasi maqma ilə maqmatik platin, xrom (dunit və peridotitlərlə), dəmir-nikel (piroksenitlərlə), dəmir, mis, nikel, platin (qabbronoritlərlə), qranit maqması ilə skarn tipli volfram, molibden, qurğuşun, habelə, sink, mis, qızıl, kobalt (dioritlərlə, qranodioritlərlə qismən qranitlərlə) və qreyzen qalay, volfram, molibden yataqları (alyaskitli qranitlərlə), qələvi maqma ilə nadir torpaq, tantal, niobum yataqları (qələvi süxurlarla) və s. qeyd olunur.

*Hidrotermal yataqların intruziv süxur massivlərinə nisbətən qanunauyğun yerləşməsi*ndə aşağıdakı halları ayırmaq olar: 1) faydalı qazıntı kütlələri intruziv süxur massivlərinin daxilində yerləşir; 2) faydalı qazıntı kütlələri bu massivlərin kontakta yaxın sahələrində yerləşir; 3) faydalı qazıntı kütlələri massivlərdən çox uzaqlarda yan süxurlarda yerləşir.

Maqmatik yataqlar (xrom, platin, titanomaqnetit, mis-nikel, apatit-maqnetit, apatit, nadir torpaqlar, qrafit) ultraəsasi, əsasi və qələvi süxur massivlərinin daxilində, bəzənsə onların kontaktı boyu yerləşdiklərindən filiz kütlələri ilə intruziv süxurlar arasındakı əlaqə kifayət dərəcədə asan müəyyən edilir.

Orta və turş tərkibli intruzivlərlə bağlı olan hidrotermal yataqlar massivlərin daxilində, yaxınlığında və onlardan uzaqlarda yerləşdiklərindən intruzivlərlə filiz kütlələri arasındakı qarşılıqlı əlaqəni müəyyən etmək, adətən çətinlik törədir. Yalnız intruziv massivlərin endo- və

ekzokontaktları boyu inkişaf tapmış peqmatit, skarn və kvars-qreyzen filiz kütlələri üçün bu əlaqə nisbətən asan müəyyən olunur.

Qranitoid intruzivlərinin daxilində yerləşən hidrotermal yataqlarla bu intruzivlər arasında bilavasitə genetik əlaqə müəyyən olunmur. Bu yataqlar istər həmin intruzivlərin dərin hissələri ilə, istərsə də bir qədər gec əmələ gəlmiş digər intruzivlərlə bağlı ola bilər. Massivlərin erozion kəsim dərinlikləri artdıqca hidrotermal yataqların miqdarının azalmazı dolayı əlamət kimi qəbul edilə bilər. Əgər yataqlar intruzivlərdən uzaqlarda yerləşibsə onların massivlərlə əlaqəsini yataqların intruzivlərdən, uzaqlaşdıqca tərkiblərinin zonal dəyişməsində axtarmaq lazımdır.

Geokimyəvi qohumluq intruzivlərlə hidrotermal yataqlar arasında aşağıdakı cəhətlərlə aydınlaşdırılır: 1) filizlərdə və intruzivlərdə əsas və aksessor mineralların müəyyən edilməsi; 2) filizlərdə və intruzivlərdə eyni kimyəvi elementlərin iştirakı; 3) yataqların tərkibinə daxil olan metalların intruzivlərdə miqdar səviyyəsi (klarka nisbətən); 4) filizlərdə və intruzivlərdə məlum olan elementlərin izotop tərkibinin nisbəti; 5) intruzivlərin və yataqların mütləq geoloji yaşları.

Yuxarıda göstərilənləri yekunlaşdıraraq hidrotermal yataqlarla maqmatik süxurlar arasında aşağıdakı əlaqələrin mövcud olmasını göstərmək olar: 1) genetik; postmaqmatik yataqlar müəyyən intruziv süxur massivlərinin məhsullarıdır; 2) paragenetik, dolayı; postmaqmatik yataqlar və intruzivlər dərində yerləşmiş maqmatik ocağın törəmələridir; 3) agenetik, təsadüfi; eyni bir sahədə genetik cəhətdən bağlı olmayan intruzivlərin və hidrotermal yataqların yerləşməsi; 4) müşahidə edilən əlaqənin olmaması.

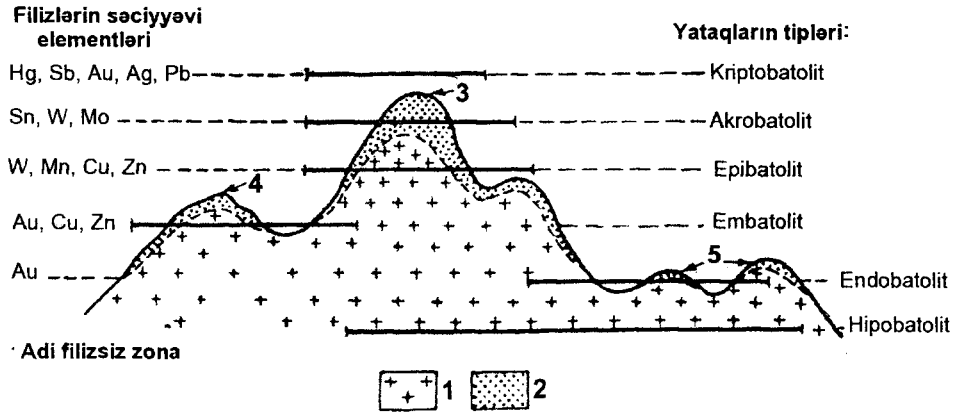
Hidrotermal yataqların zonallığı. Bir çox hallarda hidrotermal filiz yataqlarının qranitoid massivləri ətrafında qanunauyğun surətdə zonal yerləşməsi müəyyən edilir. Bu qanunauyğun zonallıq intruzivdən uzaqlaşdıqca yüksək temperaturlu mineral komplekslərin nisbətən alçaq temperaturlu mineral komplekslərlə əvəz edilməsi ilə səciyyələnir.

Zonallıq haqqında ilk məlumat 1859-cu ildə alman geoloqu Fon-Kotta tərəfindən verilmişdir. Onun fikrincə zonallığın əsas səbəbi temperatur və təzyiq şəraitinin dəyişməsidir. 1900-cü ildə fransız De Lone, 1902-ci ildə ingilis D. Kollins, bir qədər sonralar J. Uoller (1904), D. Sperr (1907) və başqaları hidrotermal yataqların ilkin zonallığı haqqında əsərlər nəşr etdirmişlər. Bütün bunlar V. Emmansa

(1937) metal daşıyan damarların ilkin zonallığı haqqında fikir yürütməyə öz-özünü «batolit hipotezi»ni irəli sürməyə imkan vermişdir. V.Emmansın batolit hipotezində filizləşmənin intruzivlərlə əlaqəsi müzakirə edilir. Emmansa görə *batolit* dərinliyə getdikcə ölçülərini artıran iri intruziv kütlədir. Bu kütlənin oturacağı məlum deyil, çünki o çox dərində yatmışdır. Batolitin yuxarı hissəsində konusaoxşarçıxıntılar (günbəzlər də adlanırlar) müşahidə olunur. Batolitin en kəsimdə ölçüləri onlarla-yüzlərlə kilometrdir. Batolitin Mərkəzi hissəsi *nüvə* adlanır. Uçucular, qazaoxşar komponentlər qalxaraq batolitin yuxarı hissəsini dəyişir ki, bunun da nəticəsində minerallaşmış örtük yaranır. Onunla ən qiymətli filiz damarları əlaqələndirilir. Minerallaşmış təbəqənin aşağı sərhədi «ölü xətt» adını daşıyır. Emmansın fikrincə, batolitin soyumasının nisbətən ilk mərhələsində məhlullardan metalların ayrılması kəsilir. Batolitin soyuması yuxarıdan aşağıya doğrudur və onun dərinliklərində metaldaşımayan peqmatitlər və demək olar ki, filizsiz kvars damarları əmələ gəlir. Batolitlər və onlarla bağlı olan filiz yataqları min-on min metrlərlə dərinliklərdə formalaşır. Filiz minerallaşması o zaman yer səthinə çıxır ki, yuxarıda yatmış süxurlar və günbəzin müəyyən hissəsi eroziyaya məruz qalmış olsun. Batolitin yuxarı hissəsində eroziya mərhələlərinin münasibətindən asılı olaraq, Emmans altı tip yataq ayırır (yuxarıdan aşağıya): kriptobatolit, akrobatolit, epibatolit, embatolit, endobatolit və hipobatolit (şəkil 75). Emmansa görə, filizdaşıma nöqteyi-nəzərdən ən məhsuldar akrobatolit (eroziya əsas günbəzin intensiv minerallaşmış zirvəsini açır) və epibatolit (eroziya günbəzin daha dərin hissələrini əhatə edir) tipləridir. Embatolit və endobatolit zonalarında yataqların məhsuldarlığı zəifdir, çünki eroziya prosesi günbəzin ayrı-ayrı və habelə batmış hissələrini açır. Nəhayət, hipobatolit mərhələ intruzivin daha dərin hissələrini açır, dərinlikdəki nüvənin çox böyük sahələrini üzə çıxarır; bu zona praktiki olaraq filiz daşımır.

V.Emmansa görə, soyuyan qranit batoliti ətrafında filiz damarları zonal şəkildə yerləşmişlər. O, intruzivdən tədricən uzaqlaşdıqca temperaturun və təzyiqin tədricən düşməsi nəticəsində şaquli və üfüqi istiqamətdə bir-birini əvəz edən 16 zona ayırır:

1. Filizsiz (kvars damarları),
2. Qalay (kassiterit damarları kvarsla, topazla və s.),
3. Volfram (volframit, şeyelit, arsenopirit və s. daşıyan damarlar),



Şəkil 75. Qranit batolitin sxematik kəsilişi (V.Emmansa görə): 1-nüvə, 2-minerallaşmış təbəqə, 3-təpə günbəzi, 4-aralıq günbəz, 5-depressiya günbəzləri

4. Bismut (bismut, kvars, pirit),
5. Mərgümüş (arsenopirit, xalkopirit və b.),
6. Qızıl-sulfid (qızıl və sulfidli kvars damarları),
7. Mis (xalkopirit, pirit, pirrotin),
8. Mis (tutqun filizlər, xakopirit, enargit),
9. Sink (sfalerit qalenitlə və xalkopiritlə),
10. Qurğuşun (qalenit, sfalerit, azca xalkopirit),
11. Gümüş (argentit, gümüşün sulfoduzları),
12. Filizsiz (kvars, karbonatlar, nadirən-sulfidlər),
13. Qızıl-gümüş (sulfoduzlar, sulfidlər, telluridlər),
14. Sürmə (antimonit, bəzən qalenit və qızıl),
15. Civə (kinovar)
16. Filizsiz (xalsedon, kvars, barit və b.)

V. Emmans güman edirdi ki, filiz mineralları ilə zəngin olan yuxarı qalxan isti məhlullar nisbətən soyuq mühitdə özlərindən bu mineralları göstərilən ardıcıllıqla çökdürməlidir. Bu ardıcıllıq minerallarının həll olmasının əks istiqamətində gedir: yüksək temperaturlu minerallar ilk növbədə, orta və aşağı temperaturlu minerallar isə sonra çökür.

V. Emmansa görə, maqmatik ocaqdan getdikcə daha uzaqda yerləşən filiz yataqlarının məruz qaldıqları dəyişmələri öyrənməklə ayrılıqda götürülmüş hər hansı bir filiz kütləsinin yuxarıdan aşağıya doğru dəyişməsini aydınlaşdırmaq olar. Bilavasitə bu müddəaları əsas tutan V. Emmans metaldaşıyan intruzivdən yer səthinə doğru qalxdıqca ardıcıl olaraq yuxarıda sadaladığımız 16 zonanı ayırmışdır

(aşağıdan yuxarıya temperaturun düşməsi üzrə).

V.Emmans öz hipotezini zonallığın yaxşı müşahidə edildiyi bir sıra yataqlara və xüsusən Cənubi-Qərbi İngiltərədə yerləşən Kornuoll yatağına əsasən qurmuşdur.

V.Emmansın irəli sürdüyü hipotezi V. Lindqren, S.S. Smirnov kimi məşhur geoloqlar qəbul etməmişdir. 1937-ci ildə S.S. Smirnov V.Emmansın sxemini əsaslı surətdə tənqid edir. Onun fikrincə, əslində bu hipotez maqmanın kristallaşması zamanı ondan ayrılan filizli məhlulların təkamülünü inkar edir. S.S. Smirnov göstərir ki, şaqul üzrə ayrı-ayrı qranitoid intruzivlərinin ətrafında yataqların bu cür zonal yerləşməsi ayrıca götürülmüş filiz kütlələrində şaqul üzrə metalların zonal paylanmasında təkrar olunmur. Müxtəlif tərkibli yataqların intruziv massivlər ətrafında zonal yerləşməsini izah etmək üçün S.S. Smirnov özünün *nəbzvurma hipotezini* təklif edir. Bu hipotezə görə, filizli məhlullar maqmatik ərintinin soyumasına uyğun olaraq ondan mütəmadi impulslarla ayrılır. Məhlullarda metalların tərkibi maqmanın soyuması və kristallaşması prosesinə uyğun olaraq dəyişir, bu isə hidrotermlərdən hər dəfə müxtəlif tərkibli yataqların ardıcıl formalaşmasına səbəb olur. S.S.Smirnova görə, məhlullar hər dəfə özlərinə yeni hərəkət yolları tapır və əvvəlki çatlardan kənarlarda inkişaf tapmış çatlarda öz faydalı yüklərini azad edirlər. Məhlulların hərəkət yolları ilə filizlərin çökmə yerləri üst-üstə düşdükdə isə kompleks (çoxmərhələli) yataqlar əmələ gəlir.

Beləliklə, S.S.Smirnov intruzivlərin ətrafında filiz kütlələrinin zonal yerləşməsini ardıcıl çətəmələgəlmə prosesinin xüsusi şəraitində görür.

V.Emmansın təklif etdiyi hipotezin ən böyük çatışmayan cəhəti ondan ibarətdir ki, o postmaqmatik yataqların batolit kütləsinin 1,5-3,5 km qalınlıqlı dar minerallaşma örtüyünün daxilində əmələ gəlməsini hesab edir və onun fikrincə bu dərinlikdən aşağıda məhsuldar hidrotermal yataqlar əmələ gəlmir. V.Emmansın batolitin dərinliyə getdikcə genişlənən «dibsiz» geoloji kütlə olması fikri təsdiq olunmur. V.V.Belousov bir sıra əsaslandırıcı məlumatlar göstərir ki, batolitlər iri qapalı kütlələrdir və dərinliyə doğru çoxlu miqdar laylı inyeksiyalara keçir. Emmans, heç şübhəsiz, damar postmaqmatik yataqların əmələ gəlməsində turş qranit intruzivlərinin rolunu şişirdir. Belə ki, bir çox hidrotermal və skarn yataqlarının genetik cəhətdən əsasi süxurlarla bağlı olması məlumdur. Dünyanın ən iri sərbəst mis

yataqlarından biri hesab edilən Yuxarı Göl (ABŞ) badamvarı quruluşlu bazaltlarla, Komandor adalarının (Rusiya) eyni tipli yataqları əsasi süxurlarla bağlıdır. Şərqi Sibirdəki Anqara-İlim iriölçülü skarn maqnetit yataqları traplarla bağlıdır və s.

Zonallığın təzahür miqyası müxtəlifdir. V.İ.Smirnov üç səviyyədə endogen filiz zonallığı ayırmışdır: 1) qırışıqlıq vilayətlərinin endogen zonallığı və yaxud filiz qurşaqlarının zonallığı; 2) filiz sahələri və yataqları arası zonallıq və yaxud filiz düyümlərinin zonallığı; 3) fərdi kütlə çərçivəsindəki lokal zonallıq və yaxud filiz kütlələrinin zonallığı.

Filiz qurşaqlarının zonallığı qırışıqlıq vilayətlərinin en kəsimi istiqamətində müxtəlif tərkibli endogen yataq zonalarının qanunauyğun növbələşməsilə təmsil olunur. Nəticə etibarilə regional metallogenik zonallıq yaranır.

Filiz qurşaqlarının metallogenik zonallığı bir çox qırışıqlıq vilayətlərində, xüsusən Uralda, Qafqazda, Şərqi Qazaxıstanda, Zabaykalda və Uzaq Şərqdə yaxşı qeyd olunur.

Filiz düyünlərinin zonallığı geoloji strukturu və əmələgəlmə şəraiti eyni olan bir filiz kütləsindən və yaxud filiz kütlələri qrupundan digər filiz kütləsinə və ya kütlələr qrupuna keçən zaman filizlərin tərkibinin dəyişməsilə müəyyən olunur. Bu hal özünu geosinklinalın orta inkişaf mərhələsində formalaşan qranitoid massivləri ətrafında, xüsusən aydın büruzə verir.

Filiz kütlələrinin zonallığı onun qalınlığı, uzanması və düşməsi üzrə mineraloji tərkibinin dəyişməsilə müəyyən olunur. Çox zaman filiz kütlələrinin düşməsi üzrə zonallıq müşahidə olunur (şəkil 76). Qurğuşun-sink yataqlarının əksəriyyətində dərinə getdikcə sfaleritin miqdarının bu və ya digər dərəcədə artması və sink-qurğuşun filizlərinin qurğuşun-sink filizləri ilə əvəz edilməsi müşahidə olunur. Məsələn, Altayın, Salairin, Sadonun qurğuşun-sink yataqları.

Filiz kütlələrinin uzanması boyu zonal dəyişməsi (dərinliyə getdikcə tərkibini dəyişməməklə) az-az hallarda təsadüf olunur. M. Şortun məlumatına görə, Arizonanın (ABŞ) Supirior əyalətinin Maqma yatağında filiz damarlarının bir kənarında bütün minerallardan əvvəl çökmüş sfalerit toplanmışdır, damarın digər kənarında isə məhlullardan nisbətən sonralar ayrılmış xalkopirit və bornit çökür. F. Smitin məlumatına görə Kvebek (Kanada) əyalətindəki Leymak yatağında damarın uzanması boyu onun mərkəzi hissəsində qızıl təmərküzləş-

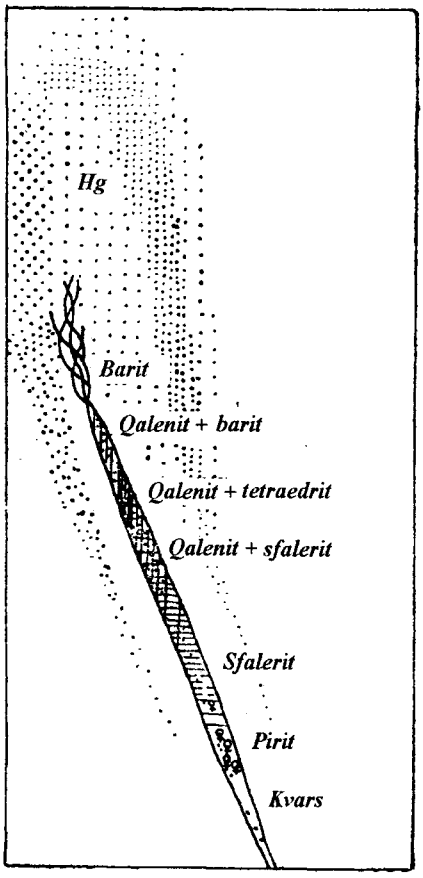
mişdir, damarın kənarları isə kvars-karbonat-pirit-turmalin materialından təşkil olunmuşdur.

Filizlərin eyni zamanda istər filiz kütlələrinin uzanması və istərsə də düşməsi boyu dəyişərək müxtəlif mineral komplekslərinin konsentrik-zonal paylanması çox nadir hallarda rast gəlinir. O.D. Levitski filiz kütlələrinin quruluşundakı konsentrik-zonallığı Uzaq Şərqin bəzi qalay yataqlarında izləmişdir.

Filiz kütlələrinin zonallığının genetik tipləri hidrotermal mənşəli filiz kütlələrinin ilkin zonallığı müxtəlif səbəblərdən baş verir. V.İ. Smirnovun fikrincə, iki növ ilkin zonallıq ayrılmalıdır.

Birinci növ zonallıq və ya mərhələli zonallıq maqmatik ocaqdan ardıcıl olaraq hər dəfə müxtəlif tərkibli filizli məhlulların ayrılması və müvafiq olaraq müxtəlif tərkibli filizlərin çökməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bu zonallıq üç tipə ayrılır: 1) təkrar tektonik qırılmaların zonallığı; 2) tektonik açılmaların zonallığı; 3) filiz daxili metasomatozun zonallığı.

İkinci növ zonallıq və ya fasial zonallıq filizli məhlulların hərəkəti zamanı geoloji və fiziki-kimyəvi şəraitin dəyişməsi nəticəsində əmələ gəlir. Bu zaman məhlullardan ayrılan mineral kompleksləri filiz əmələ gətirən minerallarn müxtəlif münasibətləri ilə səciyyələnəcək. Fasial zonallıq üç tipə ayrılır: 1) süxurların tərkibinin zonallığı; 2) süzülmə zonallığı; 3) çökmə zonallığı.



Şəkil 76. Vernerberq polimetal yatağında (Qrenlandiya) şaquli zonallıq sxemi (K.Voriuke və K.Lenert-Tülə görə)

Göstərilən sadə tip hipogen zonallıqdan başqa bəzi hallarda hidrotermal filiz kütlələrində mürəkkəb zonallıq da müşahidə edilir. Bu cəhətdən əksinə zonallıq daha səciyyəvidir.

Əks zonallıq adı altında elə zonallıq başa düşülür ki, səthə yaxın

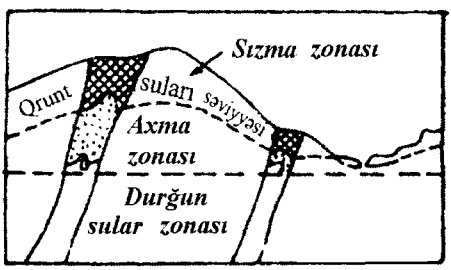
horizontlarda yüksək temperaturlu, aşağı horizontlarda isə nisbətən alçaq temperaturlu mineral kompleksləri yerləşmiş olsun. Əks zonallıq N.A.Xruşov tərəfindən Uzaq Şərqin, Şərqi Zabaykalın, Qazaxıstanın nadir metal, Y.A. Bilibin tərəfindən isə Şərqi Zabaykalın polimetal yataqları üçün müəyyən edilmişdir. Ə.A. Əmiraslanov Uralın bəzi mis yataqlarında (Voroşilovqrad və s.) kükürd kolçedanı filizlərinin dərinə getdikcə mis filizləri ilə əvəz edilməsini təsvir edir.

Əks zonallığın aşkar edilməsi və onun qanunauyğunluqlarının konkret yataqlar üçün müəyyənləşdirilməsi yatağın perspektivliyini düzgün qiymətləndirməyə kömək edir.

EKZOGEN YATAQLAR

Yer səthində gedən proseslərlə əlaqədar olaraq əmələ gələn yataqlara *ekzogen yataqlar* deyilir. Süxur və minerallar suyun, atmosfer agentlərinin və üzvü aləmin təsirindən dezinteqrasiyaya məruz qalaraq ayrı-ayrı tərkib hissələrinə parçalanır. Bu material kimyəvi proseslərin təsiri altında o dərəcədə dəyişir ki, endogen şəraitdə davamlı olan minerallar pozulmağa başlayır və onların əvəzində isə ekzogen şəraitdə davamlı olan minerallar əmələ gəlir. Bu proses *aşınma prosesi* adını almışdır, əmələ gələn yataqlar isə *aşınma yataqları* adlanır.

Aşınma prosesi yer qabığının yuxarı hissəsində səth (vadozlu) sularının hərəkət etdiyi sahələrdə gedir. İ. Finçə görə səth sularının təsir sahəsində üç zona ayrıla bilər (şəkil 77).



Şəkil 77. Məsaməli süxurlarda suların sirkulyasiyası sxemi (İ.Finçə görə)

Sızma zonası. Səthlə qrunt sularının səviyyəsi arasında yerləşir. Burada oksigen və karbon qazı ilə doymuş və demək olar ki, həll olmuş duzlar saxlamayan torpaq suları vertikal istiqamətdə qrunt suları səviyyəsinə doğru hərəkət edir. Güclu oksidləşdirmə və həlletmə qabiliyyətinə malik olan bu sular aşağı hoparaq öz yollarında rast gələn müxtəlif maddələri həll edir, oksigenini itirir və getdikcə daha çox kimyəvi birləşmələrlə zənginləşir. Bu proseslərin səbəbinə zona *pozulma* və ya *oksidləşmə zonası* da adlanır.

Axma zonası torpaq sularından bir qədər dərində birinci su keçirməyən qatda yerləşir. Onlar relyefin quruluşundan asılı olaraq horizontala yaxın istiqamətdə aramla hərəkət edir. Burada sular neytral və hətta zəif qələvi xüsusiyyəti daşıyır. Oksidləşmə prosesləri onlar üçün xas deyil. Onlar süxurları poza bilmir və yalnız pozulma zonasından torpaq suları ilə gətirilən maddələri toplayıb çökdürür. Bu səbəbdən axma zonasına *konsentrasiya* və ya *sementləşmə zonası* da deyilir.

Durğun sular zonası axma zonasından aşağıda yerləşir, burada

sular hərəkət etmir və sərbəst oksigen saxlamır.

Heç də bütün aşınma məhsulları yeraltı dövrana cəlb edilmir. Materialın bir hissəsi səth suları vasitəsilə istər həll olmuş halda, istərsə də həll olunmamış hissəciklər şəklində daşınılır. Beləliklə, metal və qeyri-metal elementlərin intensiv yerdəyişməsi və konsentrasiyası baş verir. Aşınma materialı ya səth sularının hərəkət yollarında, axımın sürətinin azalması səbəbindən və yaxud da dəniz və göl hövzələrində çökür. Bu yolla əmələ gələn yataqlar *çökmə yataqlar* adlanır.

6.1. Aşınma yataqları

Qeyd etdiyimiz kimi, müxtəlif fiziki-kimyəvi faktorların təsiri nəticəsində yer səthində və ya yer səthinə yaxın dərinliklərdə süxurlar və onları təşkil edən minerallar dezinteqrasiyaya məruz qalaraq ekzogen şəraitdə davamlı olan yeni mineralları əmələ gətirir. Bu proses *aşınma prosesidir,* onun nəticəsində əmələ gələn yataqlar isə *aşınma yataqları* adlanır.

Aşınma prosesi süxurlara ilk növbədə mexaniki təsir edir və onları xırda tərkib hissələrinə qədər pozur. Burada temperaturun dəyişməsi, suyun donması və süxur çatlarına duz kristallarının dolması əsas rol oynayır. Fiziki aşınma üçün ən əlverişli şərait temperaturun kəskin dəyişdiyi quru iqlimdir, yəni səhraların, arktika və subarktika vilayətlərinin iqlimi.

Süxur əmələ gətirən minerallarının genişlənmə əmsalları müxtəlif olduğundan, massiv süxurlar qızanda və soyuyanda tədricən çatlamağa başlayır. Temperatur çox dəyişdikçə və bu proses tez-tez təkrar olunduqca süxurların çatlaması da bir o qədər intensiv gedir. Fəsillər üzrə temperaturun dəyişməsinin (hətta bu fərq 80-90°C təşkil edirsə) fiziki aşınmaya təsiri azdır. Süxurların güclü çatlamasına sutka ərzində temperaturun dəyişməsi səbəb olur.

Süxurlarda ilkin çatların olması fiziki aşınmanı daha da sürətləndirir, bu çatlar genişlənir, uzanır. Onlarda suyun donması baş verərsə *«şaxta aşınması»* adlanan aşınma əmələ gəlir. Buza çevrilmiş su güclü genişlənmə qabiliyyətinə malik olduğundan, o, yerləşdiyi çatları genişləndirir və uzadır. Çat divarlarına buzun göstərdiyi təzyiq 6000 kq/sm^2-a çatır.

Əgər aşınma səhra və isti iqlimə malik olan vilayətlərdə gedirsə, analoji rolu çatlara daxil olan sulardan duzların kristallaşması oynayır.

Fiziki aşınmaya üzvi aləm, xüsusən bitki köklərinin fəaliyyəti və bitkilərdə saxlanılan su da xeyli təsir edir.

Süxurların mexaniki aşınması təklikdə baş vermir, adətən o suyun böyük rol oynadığı kimyəvi aşınma prosesi ilə yanaşı gedir. Tərkibində müəyyən miqdar oksigen, karbon qazı, üzvü turşular və müxtəlif duzlar saxlayan məhlullar süxurların minerallarını pozaraq oksidləşmə, karbonatlaşma və bu kimi proseslərin getməsinə səbəb olur, elementlərin bir hissəsi məhlullara keçərək torpaq suları vasitəsilə qrunt sularının fəaliyyət göstərdiyi sahələrə daşınılır. Burada zəif məhlullar süxurların tərkib hissələri ilə qarşılıqlı əlaqəyə girərək çoxlu miqdar mübadilə reaksiyalarının getməsinə səbəb olur. Beləliklə, müxtəlif faydalı qazıntıların *infiltrasiya yataqları* yaranır.

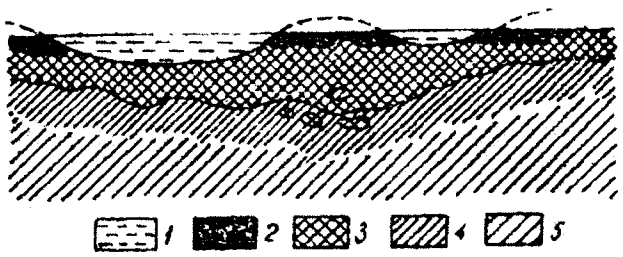
Kimyəvi aşınma nəticəsində həll olan minerallarla yanaşı həll olmayan və ya zəif həll olan minerallar da əmələ gəlir. Onlardan az sıxlığa və kiçik hissəciklərə parçalanma qabiliyyətinə malik olanları axar sularla aparılır, böyük qisim həll olmayan kimyəvi aşınma məhsulları isə yerində qalır, bu və ya digər faydalı qazıntılarla zənginləşir və qalıq yataqlarını əmələ gətirirlər. Beləliklə, aşınma yataqları qrupu içərisində iki sinif ayrılır: *qalıq* və *infiltrasiya.*

Qalıq yataqları. Kiçik miqrasiya qabiliyyətinə malik olan elementlər aşınma zonasının yuxarı hissələrində toplanaraq sənaye əhəmiyyətli qalıq yataqlarını əmələ gətirirlər.

Aşınma prosesi zamanı torpaq örtüyü altında süxurların davamsız pozulma məhsulları toplanır. Onlar *aşınma qabığı* adını daşıyırlar. Aşınma qabıqları yer səthinə çıxan və nisbətən cavan çöküntülər altında basdırılmış olur. Birinci halda *müasir* (cavan dördüncü dövr yaşlı), ikinçi halda isə *qədim* (keçmiş geoloji epoxaların aşınma məhsulları) aşınma qabıqları yaranır. Qədim dövrlərdə uzun zaman müddətində formalaşmış aşınma məhsulları bəzən metamorfizləşməyə məruz qalır. Aşınma qabıqları ilə bir sıra faydalı qazıntı yataqları bağlıdır. Bu müqabildən dəmir (boz dəmir filizi və siderit), manqan, silikat nikel filizləri (kobaltla), uran (vanadiumla), boksit, kaolin, bentonit gilləri və s. göstərmək olar. Bu qrupda habelə bəzi mis, qurğuşun, qalay (kassiterit, ilmenitlə, monasitlə və ksenotimlə), tantal, niobium, nadir torpaqlar, qızıl, fosfor, maqnetit, talk və duz yataqları da rast gəlir.

Faydalı qazıntı kütlələrinin formasına və əmələgəlmə şəraitinə görə üç tip aşınma qabığı yataqları ayrılır: sahəvi, xətti, təmasyanı.

Sahəvi aşınma qabığı yataqları köklü süxurları örtük (plaş) şəklində örtür. Bu yataqların əmələgəlmə səbəbi elə həmin süxurlardır. Sahəvi aşınma qabığının aşağı sərhədi mürəkkəb morfologiyaya malikdir. Onlar dəyişilməmiş süxurlara tədrici keçid təşkil edir (şəkil 78). Kütlələrin en kəsim ölçüləri bir neçə on metrdən bir neçə min metrə, qalınlıqları bir neçə metrdən bir neçə on metrə kimidir.



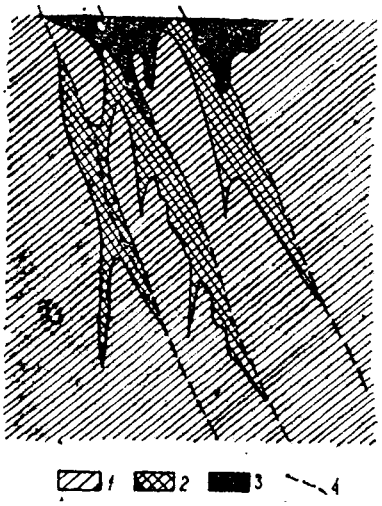
Şəkil 78. Serpentinitlərdə sahəvi aşınma qabığı yatağı (kəsiliş): 1-örtük süxurları, 2-oxralı-gilli süxur, 3-nikel minerallarının toplularını saxlayan nontronitləşmiş serpentinit, 4-nikel minerallarının toplularını saxlayan pozulmuş serpentinit, 5-pozulmamış serpentinit

Xətti aşınma qabığı yataqları ana süxurlardakı çat sistemləri boyu inkişaf tapır. Bu səbəbdən onlar damaraoxşar formaya malik olur (şəkil 79). Bu cür kütlələrin uzunluğu bir neçə yüz metrə (hətta 4 km-ə) çatır. Onlar səthdən bir neçə on metr, bəzən 100-200 m, nadir hallarda 1500 m (Krivoy Roq) dərinlikdə pazlaşır.

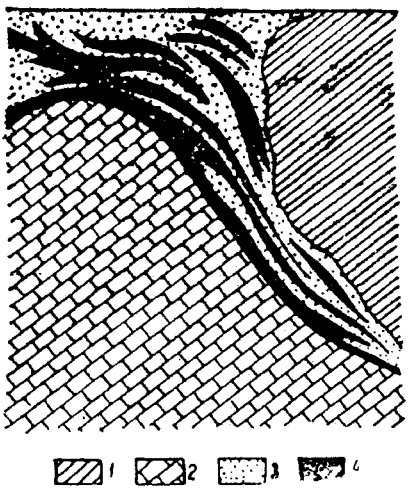
Təmasyanı aşınma qabığı yataqları süxurun təmasının səthi boyu lokallaşır (şəkil 80).

Köklü süxurları təşkil edən mineralların pozulması və elementlərin miqrasiyası nəticəsində müxtəlif tərkibli (profilli) aşınma qabıqları formalaşır. Onların (profillərin) vertikal üzrə zonal dəyişməsi süxurların mineraloji və kimyəvi tərkiblərinin dəyişməsində (az dəyişmiş ana süxurlardan başlayaraq yer səthinə çıxan süxurlara qədər) özünü göstərir. Tədqiqatçılar (B. B. Polınov, İ.İ. Ginzburq, İ.D. Sedletski və b.) üç profil aşınma qabığı ayırırlar: 1. Doymuş sialit və yaxud sulu mikalı profil; aşınma zonasından silisium, demək olar ki, çıxarılmır. Bu profilin səciyyəvi mineralları sulu mikalar, xloritlər, beydellit və montmorillonitdir. Bu tipin faydalı qazıntı yataqlarının əmələ gəlməsi üçün rolu azdır; 2. Doymamış sialit və yaxud gilli profil; silisium aşınma qabığından miqrasiya etdiyindən onun çatışmazlığı əmələ gəlir. Zonanın səciyyəvi mineralları kaolinit, qalluazit,

nontronit və kvarsdır. Bu tiplə gil və kaolin yataqları əlaqədardır; 3. Alit və yaxud laterit profili; Al_2O_3-lə SiO_2 arasındakı əlaqə büsbütün pozulur və aşınma qabığından onların intensiv miqrasiyası baş verir. Zonanın tipomorf mineralları gibbsit, dəmirin oksid və hidroksid birləşmələri nisbətən az metaqaluazitdir. Aşınma qabığının əhəmiyyətli qalıq yataqları bu tipə bağlıdır.



Şəkil 79. Serpentinitlərdə xətti aşınma qabığı yatağı (kəsiliş): 1-pozulmamış serpentinit, 2-nikel minerallarının toplularını saxlayan aşınmış və pozulmuş serpentinit, 3-oxralı-gilli süxur, 4-çat zonası



Şəkil 80. Təmasyanı (karst) aşınma qabığı yatağı (kəsiliş): 1-serpentinitlər, 2-əhəng daşları, 3-karst çöküntüləri, 4-filiz

Gilli aşınma mülayim iqlim şəraitində baş verir və qalıq gil yataqlarının əmələ gəlməsinə səbəb olur. Bu proses zamanı silisium çox böyük məsafələrə daşınılır, aşınma zonasında isə kaolinit, qalluazit, nontronit, allofan kimi minerallar əmələ gəlir. Axırıncılar, qatışıq şəklində pozulmaya çətin məruz qalan minerallar (kvars, zirkon, rutil və s.) da saxlayır.

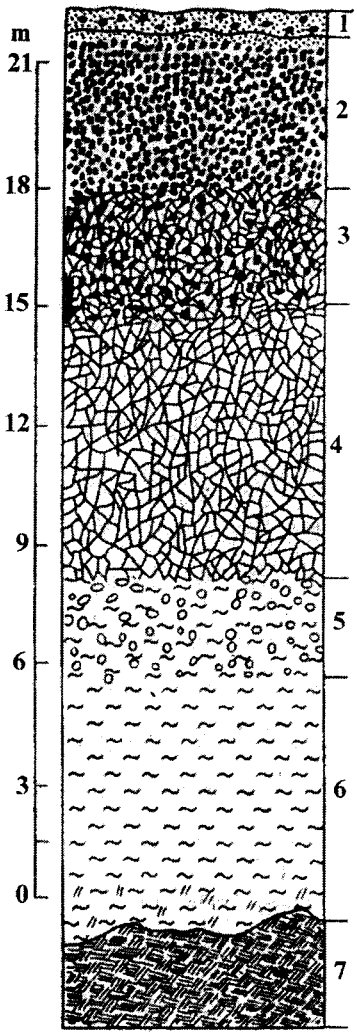
Tropik iqlim şəraitində *laterit* və *kaolin* aşınması baş verir. Tropik iqlim yağışlı və quraqlıq keçən dövrlərin növbələşməsi ilə səciyyələnir, belə ki, təxminən yarım il davam edən yağışlı dövrdə külli miqdar (1500-2000 mm) çöküntü düşür. Quraqlıq dövründə isə çöküntü düşmür. Əgər sahə bir o qədər də mexaniki eroziyaya məruz qalmayan peneplenə yaxın zəif meyilli horizontal relyefə malikdirsə, aşınma

məhsullarının intensiv yuyulması baş vermir və laterit yataqlarının əmələ gəlməsi üçün əlverişli şərait yaranır. Laterit aşınmasında Al_2O_3 ilə SiO_2 arasında əlaqələrin büsbütün pozulması və axırıncının aşınma qabığından intensiv miqrasiyası baş verir. Silikat birləşmələrinin parçalanması nəticəsində qələvilər və qələvi torpaq elementləri aşınma zonasından daşınılmır. Onlar məhlullarda qələvi reaksiyası yaradaraq SiO_2 zolunun koaqulyasiyasına maneçilik törədir. Bu məhlullar nisbətən dərin horizontlarda çökdürülür. $Al_2O_3 \cdot mH_2O$ və $Fe_2O_3 \cdot pH_2O$ zolları isə dərhal koaqulyasiyaya məruz qalaraq yerlərində qalır. Beləliklə, yer səthində tədricən alüminium hidroksidlərinin (gibbsit), dəmir oksidlərinin və hidroksidlərinin toplanması və lateritlərin əmələ gəlməsi baş verir. Lateritdə dəmirlə alüminium arasında münasibət aşınmaya məruz qalan süxurun tərkibindən asılıdır. Turş, alüminiumla zəngin olan süxurlarda alüminiumlu lateritlər əmələ gəlir. Əmələ gəldiyi yerdə formalaşan müasir alüminiumlu lateritlərdən Hindistandakı, Afrikadakı və Avstraliyadakı laterit yataqlarını göstərmək olar. Boksit adını daşıyan keçmiş geoloji epoxaların lateritlərinə isə misal olaraq Arkanzas ştatının (ABŞ) yataqlarını göstərmək olar.

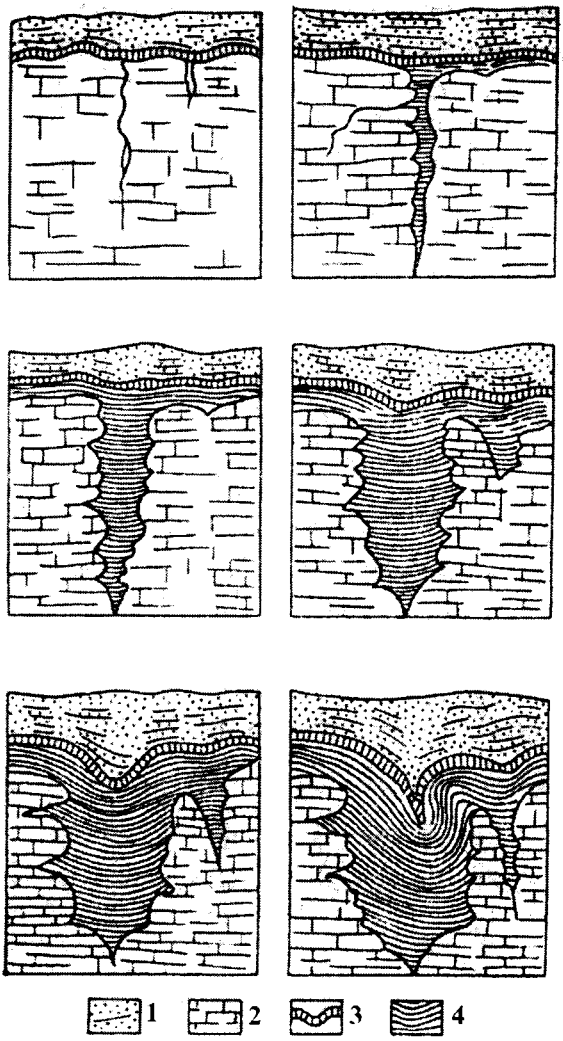
Boksit incə dispers süxur olub alüminium minerallarından (diaspor, bömit, hidrargillit), nisbətən az dəmirin və manqanın oksidlərindən və hidroksidlərindən, kvarsdan, opaldan, gil minerallarından (kaolinit və b.) ibarətdir. Onda Al_2O_3/SiO_2 2-dən az olmur.

Yüksək növlü boksitlərdə giltorpağın miqdarı 50%-dən artıqdır, burada Al_2O_3/SiO_2 nisbəti 12-10:1-ə bərabərdir. Bu tip boksiklər Hindistanın Bombey və Madxya Pradeş startlarında məlumdur. Onlar dekan trapları formasiyasının yuxarı təbaşir yaşlı vulkanogen süxurlarının aşınma qabığı ilə bağlıdır. Vulkanogen süxurlar üfüqi yatmış bazalt örtüklərindən və onlarla növbələşən tuf horizontlarından ibarətdir. Aşınma süxurları örtüyü fasiləli, qeyri-düz, əyri-üyrü şəkillidir. Onların qalınlığı 1-20 m arasındadır (şəkil 81).

Hindistanın boksit yataqlarında pozulmamış bazaltların üzərində «litomarj» adlanan yarıpozulmuş bazalt yerləşir. O, aşağıda tədricən təzə ana süxurlara keçir, yuxarıda isə litomarj boksit təbəqəsindən keçməklə boksit horizontu ilə əvəz edilir. Boksitlər deşik-deşik və yaxud bərk, çox vaxt paxla strukturludur. Boksit horizontunun yuxarı hissəsində dəmirin miqdarı artır və o, dəmirli boksitə keçir; axırıncı öz növbəsində tədricən dəmirli laterit qabığı ilə əvəz edilir. Kəsiliş,



Şəkil 81. Hindistanın boksit yataqlarının şaquli kəsilişi (Y.Xarderə görə): 1-boksit qırıntılı qırmızı torpaq; 2-dəmirli laterit; 3-dəmirli boksit; 4-boksit; 5-litomarj boksiti; 6-litomarj; 7-pozulmamış bazalt.



Şəkil 82. Aşınma tip apatit yataqlarının (ABŞ) formalaşma sxemi: 1-torpaq; 2-əhəngdaşı; 3-gil layçığı; 4-apatit.

müasir fiziki aşınmanın boş süxurları ilə tamamlanır. Onlar laterit və boksit qırıntılı «qırmızı torpaq»dan ibarətdir. Aşınma nəticəsində asan yuyulan karbonat süxurları bəzən müəyyən miqdar apatit $Ca_5[PO_4]_3(F, Cl)$ saxlayır. Hesab edilir ki, mülayim iqlim şəraitində soyuq karbonturşulu sular fosforu və kalsiumu P_2O_5:CaO-nu təxminən 1:100 nisbə-

tində həll edir. Belə bir şəraitdə əhəngdaşları, dolomit və mergellərin yuyulmuş səthi üzərində apatit topluları saxlayan gil kütləsi toplanır. Onlar adətən aşınmış karbonat süxurlarındakı karstlaşmış dərinləşmələri və cib formalarını doldururlar. Köklü süxurlarda P_2O_5-in miqdarı cəmi 3-12% olduğu halda bu proses nəticəsində bu birləşmənin miqdarı bir neçə dəfə artır və 26-33%-ə çatır (şəkil 82).

Apatitin qalıq yataqları Rusiyada Altay-Sayan vilayətində (Telekskoye, Belkinskoye və b.), Baykalyanında (Sarminskoye, Ozerskoye), ABŞ-da (Tennesi, Florida ştatları), Belçikada (Lyej və Bargena rayonları) məlumdur.

Dəmirlə zəngin, alüminiumla isə kasıb olan ultraəsasi süxurlarda dəmirli lateritlər yaranır. Tropik iqlim şəraitində parçalanmış relyef üçün *kaolin aşınması* səciyyəvidir. Bu proses zamanı qələvilər və qələvi torpaqlar məhlulda axar sular vasitəsilə aparılır və Al_2O_3 ilə SiO_2-nin birgə toplanması baş verir. Səth suları məhlulda çoxlu humus saxladığından, bu turşuların təsiri altında dəmir zolları koaqulyasiyaya məruz qalmır və aşınma zonasından daşınılır. Yerdə qalan Al_2O_3 və SiO_2 gellərinin qatışığı kaoliniti $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ əmələ gətirir.

Kaolin aşınmasına adətən çöl şpatı saxlayan müxtəlif tərkibli süxurlar məruz qalır. Sənaye əhəmiyyətli kaolinin tərkibində dəmir qatışığı çox olmur (>0,7-1,0% Fe_2O_3). Bu səbəbdən o, az miqdarda dəmir saxlayan turş süxurların, xüsusən peqmatitlərin hesabına yaranır. Əsasi süxurlarda dəmir çox saxlanıldığından onlarda əmələ gələn kaolinlər sarı və qırmızımtıl rəngə boyanır. Adətən, bu cür kaolin sənaye üçün yararsızdır. Əhəmiyyətli kaolin yataqlarından Ukraynadakı Qluxovtsı, Turbovo, Prosyanaya yataqlarını, xaricdə Çindəki yataqları və s. göstərmək olar.

Müxtəlif genezisli sənaye yataqlarının aşınması bəzən spesifik *dəmir papaqları* tipli qalıq yataqlarının əmələ gəlməsinə səbəb olur. Bu cür dəmir papaqları, xüsusən sulfid yataqlarının yuxarı aşınma zonalarında inkişaf edir. Onlarda bəzən xeyli miqdarda qızıl saxlanıldığından axırıncı, hətta yataq kimi sərbəst əhəmiyyət daşıyır (məsələn, Kadain); başqa sözlə «yataq içərisində yataq» formalaşır. Müxtəlif sənaye tipli manqan yataqlarının aşınması nəticəsində *manqan papaqları* yaranır (Mazulskoye, Qərbi Sibir; Qızıl sahil, Afrika və b.). Aşınma prosesi aşağı valentli manqan karbonatlarının, silikatlarının və susuz oksid birləşmələrinin oksidləşmə zonasının yuxarı hissəsində psilomelanla

əvəz edilməsindən ibarətdir. Aşınma qabığında pirolüzit manqanın ən davamlı mineralıdır. Kükürd yataqlarının yuxarı zonalarında çox zaman *zəy papaqları* yaranır. Məsələn, Özbəkistandakı Şorsu yatağı.

Çökmə mənşəli daş duz günbəzlərinin aşınması da maraqlıdır. Duz günbəzləri silindrə-, konusaoxşar və daha mürəkkəb formalı kütlələrdən ibarət olub vertikal yerləşir və dərinlikdə duz layları ilə bağlı olur. Günbəzlərin yuxarı hissələrinin aşınması nəticəsində duzlar həll olaraq daşınılır və bu sahələrdə duzların həll olmayan qalığı – gillər konsentrasiyalaşır. Bu zonanın qalınlığı kiçik, sərhədləri tədricidir. Gillərdən aşağıda karbonat süxurları, daha aşağıda isə gips və anhidrid zonaları yerləşir. Axırıncıların həll olması duzların həll olmasından xeyli azdır. Gips zonası üçün daban rolunu kifayət dərəcədə düz səthə malik olan və qrunt suları səviyyəsində yerləşən «duz güzgüsü» oynayır.

Duz güzgüsündən aşağıda günbəzin duzları yerləşir. Duz günbəzlərinin aşınma qabığının profili *keprok* (papaq) adını daşıyır. Keproklarda üstünlük əsas etibarilə gipsə məxsus olduğundan onlara çox zaman *gips papaqları* da deyirlər.

Qalıq yataqları kaolin üçün, nisbətən az nikel və kobalt üçün əhəmiyyətlidir. Az miqdar qalıq boksit yataqları da əhəmiyyət kəsb edir.

İnfiltrasiya yataqları. Aşınma məhsullarının bir hissəsi su məhlullarına keçir və səth suları ilə güclü surətdə qarışdırılmış məhlullar şəklində qrunt sularının fəaliyyət göstərdiyi sahələrə daşınılır. Burada onlar tədricən yan süxurlara təsir edir. Bu sular həll olmaya asan məruz qalan aktiv süxurlara rast gələrsə bu süxurların bəzi komponentlərini həll edir, onların əvəzində isə məhlulların faydalı yüklərini çökdürür. Məhlullar eyni zamanda yan süxurlara metasomatik təsir də göstərərək süxur əmələ gətirən mineralları yeni minerallarla əvəz edir. Bu yolla uran (Kolorado yaylası, ABŞ və b.), mis (Priuralye, SSRİ; Eksotika, Peru və b.) dəmir (Alapayevsk, Ural), vanadium (Mina-Raqra, Peru), fosforit (Tennessi, Florida şt., ABŞ), maqnezit, islandiya şpatı və digər faydalı qazıntı yataqları yaranır. A. İ. Perelmanın fikrincə, bu yataqların formalaşmasında *geokimyəvi sədlər* həlledici rol oynayır. Axırıncılar miqrasiya şəraitinin kəskin surətdə dəyişdiyi mühitdən ibarətdir. A.İ. Perelman, mexaniki (qrunt sularının hərəkətinin kəskin surətdə tormozlaşması) və fiziki-kimyəvi (kimyəvi şəraitin kəskin dəyişməsi) geokimyəvi sədlər ayırır.

Aşağıda bəzi yataqların infiltrasiya yolu ilə əmələ gəlməsini nə-

zərdən keçirək.

Uran yataqları. Yer qabığının dərin horizontları üçün səciyyəvi olan dördvalentli uran birləşmələri aşınma qabığında oksidləşərək asan həll olan altıvalentli birləşmələrə keçir və qrunt suları vasitəsilə aşınma qabığından kənara çıxarılaraq çox zaman böyük məsafələrə daşınılır; bu yolla infiltrasion yığımlar şəklində uranın böyük bir hissəsi təkrarən çökərək bəzən iri yataqlar əmələ gətirir.

Müəyyən edilmişdir (V.Dançev, A.Perelman və b.) ki, uranın çökməsi və tədricən infiltrasiya yatağı miqyasına qədər konsentrasiya əmələ gətirməsi su mühitinin turş şəraitdən bərpaedici şəraitə çevrilməsi nəticəsində baş verir ki, bu da uranın miqrasiya qabiliyyətinin kəskin olaraq dəyişməsinə səbəb olur.

Kömürlərdəki uran yataqları. Bir çox ölkələrdə kömür laylarında uran filizi topluları aşkar edilmişdir. Onlar əsas etibarı ilə mezozoy və kaynozoy yaşlı zəif metamorfizləşmiş qonur, yarıbitumlaşmış kömürlərdə və liqnitlərdə, xeyli az miqdarda paleozoyun dərindən dəyişmiş daş kömürlərində rast gəlinir. Uran filizləşməsi adətən iri daş kömür hövzələrində deyil, dağarası çökəklərdəki kiçik kömür yataqlarında əhəmiyyətli konsentrasiya əmələ gətirir. Uran filizləri ayrı-ayrı kömür laylarında qeyri-düz linzaşəkilli toplular əmələ gətirirlər. Onlar bəzən aşağıda yatan qumdaşlarına da nüfuz edirlər.

Uran mineralları nadir hallarda filiz kütləsində xüsusiləşirlər. Bu səbəbdən elə bir təsəvvür yaranmışdır ki, uranın böyük bir hissəsi üzvi uran komplekslərinin və absorbsiyaedici kütlənin tərkibinə daxil olur. Bununla belə, bu filizlərdə nasturan, uran qarası, koffinit və şrekingerit, karnotit, tyuyamunit, otenit, metatseynerit, tseynerit, törbernit kimi uranın oksid birləşmələri müəyyən edilmişdir. Uranın filizdə orta miqdarı yüksək deyildir – 0,001-0,05%, nadirən 0,1-0,2%-ə çatır. Kömür yandırıldıqda onun külündə uranın miqdarı artır, lakin bu metalın kömür külündən çıxarılması mürəkkəb texnoloji məsələdir. Uranla birlikdə filizdə yüksək miqdarda molibden (bəzən 0,1%-ə qədər), vanadium, germanium, qallium, nadir torpaqlar və digər metallar saxlanılır.

Hesab edilir ki, uran qrunt suları ilə qələvi uran karbonatları və yaxud uranil – üçkarbonat kompleksləri şəklində daşınılmışdır. Bu komplekslər üzvi turşularla zəngin olan zonalarda məhlulda pH-ın kəskin şəkildə aşağı düşməsi nəticəsində parçalanmışlar. Habelə istisna edilmir ki, uranın kömürlərdə çökməsi altıvalentli uran birləş-

məsinin həll olmayan ikioksid birləşməsinə keçməsi nəticəsində də baş verə bilər. Bu isə üzvi maddənin və ya hidrogen sulfid birləşməsinin pozulması nəticəsində yarana bilərdi

Bitumlaşmış süxurlardakı uran yataqları. Bu cür yataqlarda uran topluları neftin oksidləşmə məhsullarında, asfaltitlərdə, arkozlarda, tuflarda, əhəng daşlarında və digər süxurlarda lokallaşır. Avropada, Amerikada və Asiyada bu tip yataqlar məlumdur. Filiz kütlələri qeyri-düz formalıdır, bəzən iri ölçülüdür. Məsələn, Ambroziya-Leyk yatağı (Nyu-Meksika şt., ABŞ); Üst yuranın asfaltitləşmiş qum daşlarında yatan filiz kütlələrinin uzunluğu 1000 metrə çatır, qalınlığı 30 m-ə qədərdir.

Bu tip yataqlarda uran əsas etibarı ilə uranüzvi kompleksləri şəklindədir. İlkin radioaktiv minerallardan nasturan, koffinit, torit, oksidləşmiş minerallardan tyuyamunit, otenit, sinkit, andersonit iştirak edir.

Bu yataqların genezisi haqda iki fikir mövcuddur: 1. Güman edilir ki, uran radioaktiv şüalanma nəticəsində polimerləşmiş və uransaxlayan bərk bituma çevrilmiş duru neft vasitəsilə gətirilmişdir. Bu fikrin ziddinə olan odur ki, duru neftdə uran yoxdur. 2. Uran qrunt suları vasitəsilə gətirilərək bitumlaşmış maddənin təsiri altında çökmüşdür. Bu fikir daha inandırıcıdır.

Mis yataqları. Kolorado platosu tipli kompleks mis-vanadium-uran yataqlarından başqa sadə infiltrasion mis yataqları da məlumdur. Bu yataqlar adətən çökmə süxurların alabəzək rəngli lay dəstələrində yerləşirlər. Xarici ədəbiyyatda onlar *Red Beds* (qırmızı laylar) adını almışdır. ABŞ-da, Boliviyada, bir sıra Avropa ölkələrində bu tip yataqlar məlumdur. Misal olaraq, Priuralyenin və Rus platformasının şərq kənarının perm çöküntülərindəki misli qum daşlarını göstərmək olar. Eni təxminən 100 km-ə çatan bu filiz təzahürləri zolağı Kama çayından başlayaraq Uran çayına qədər Uralın qərb yamacı boyu uzanır.

Mis filizləri perm sisteminin (qalınlığı 1 km-ə çatır) alabəzək rəngli çöküntülərinin bütün kəsilişi üzrə müşahidə edilir və əsas etibarilə kazan yarusunun təbəqələrində konsentrasiya əmələ gətirir. Filizləşmə çox zaman bitki qalıqları saxlayan perm dənizinin dayaz su fasiyalı qumlu-gilli mergellərində, qumdaşlarında və dolomitləşmiş əhəngdaşlarında yerləşir. Filiz kütlələri qeyri-düz formalıdır. Filizlərdə guya ki, «ilkin» və törəmə minerallar ayrılır. Birincilərə xalkozin, kovellin, xalkopirit, sərbəst mis, pirit, markazit, qalenit; ikincilərə – kuprit, tenorit, malaxit, azurit, broşantit, xrizokolla aiddir. Filizləşmənin

xüsusiyyətinə görə, səpələnmiş minerallaşma yaradan lay şəkilli və kompakt xırda filiz yuvaları ayrılır.

Təsvir edilən yataqların əmələ gəlməsi haqda iki fikir mövcuddur. Birinci fikrin tərəfdarları misli qum daşlarını normal singenetik sahilyanı dəniz əmələgəlmələri hesab edirlər (A.Fersman, N.Kassin, V.Malyuqa və b.). İkinci fikrin tərəfdarları isə hesab edirlər ki, qrunt suları perm çöküntülərinin ayrı-ayrı laylarında dövr edərək misi infiltrasiya yolu ilə təkrarən çökdürmüş və bu yolla filiz yığımları əmələ gəlmişdir (V.Obruçev, A.Arxangelski, N.Razumovski, N.Vısotski və b.).

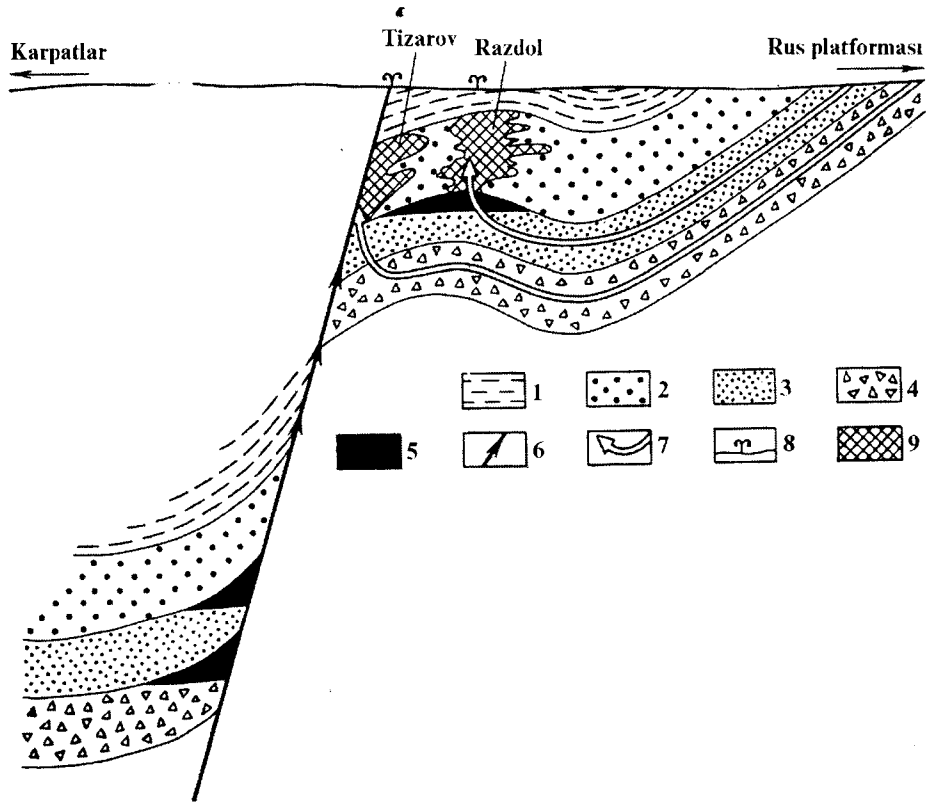
Ural, bütün hallarda filizləşmənin ilkin mənbəyi hesab edilir. Mis birləşmələri oradan daşınılaraq perm süxurlarında toplanmışdır. İkinci fikrin tərəfdarları hesab edirlər ki, bilavasitə bu zaman hidrogen sulfid şəraitində səpələnmiş «ilkin» filizləşmə əmələ gəlmişdir. Sonradan sulfid birləşmələri oksidləşərək qrunt sularında həll olmuş, asan həll olan sulfatlar şəklində daşınmış və yenidən çökərək yuva formalı filiz kütlələrini əmələ gətirmişdir. Bu zaman xeyli dərinlikdə, qrunt suları səviyyəsindən aşağıda sərbəst mislə birlikdə xalkozin-kovellin filizləri çökə bilərdilər, yuxarıda isə misin oksid və karbonat birləşmələrinin çökməsi üçün şərait olmuşdur. Törəmə sulfid mineralları daha gec oksidləşmə zonasına düşərək eynilə oksidləşmiş mis filizlərinə çevrilə bilərdilər.

Dəmir yataqları. Dəmirin infiltrasiya yataqları kimi Uralın şərq yamacında yerləşmiş Alapayevskoye yatağını göstərmək olar. Filiz kütləleri karbonun əhəngdaşlarının belik (yerli ad) layında kələkötür, yuyulmuş və karstlaşmış səthdə yerləşirlər. Onlar layaoxşar, linzaşəkilli karbonat- silikat və hidroksid dəmir filizlərindən ibarətdir və belik lay dəstəsinin aşağı hissəsində yerləşirlər, bəzən bu horizontdan aşağıda yatan əhəng daşlarında da qeyd olunurlar. Yatağın ən dərin hissələrində filizlər siderit və dəmirli xloritlər tərkiblidir; onlar yuxarıya doğru dəmir hidroksidlərinə keçirlər.

Çox güman ki, bu yataqlar dəmirsaxlayan qrunt sularının karbonat süxurları ilə qarşılıqlı təsiri nəticəsində belik lay dəstəsinin asan məhlul keçirici qırıntı süxurları horizontundan keçərkən infiltrasiya nəticəsində yaranmışdır. Dəmirin mənbəyi istər məhdud şəkildə minerallaşmış belik lay dəstəsi, istərsə də, ətraf süxurlar olmuşdur. Dəmirin əsas hissəsi qrunt suları ilə bikarbonatlar və sulfatlar şəklində daşınmışdır.

Bu tip yataqların praktiki əhəmiyyəti azdır.

Kükürd yataqları. Bir sıra geoloqlar (A.Sokolov və b.) sərbəst kükürd yataqlarının infiltrasiya mənşəyinə malik olması haqda əsaslı dəlillər gətirirlər. Perm, gec yura, paleogen və neogen yaşlı karbonat-sulfatlı lay dəstələrində yerləşən bu yataqlar bir çox regionlarda məlumdur – Rusiyada Orta Povoljyedə Alekseyevskoye, Orta Asiyada Qaurdağ, Şorsu və b., Karpat önü, Meksika körfəsi sahili, Polşa, İspaniya, İtaliya (Siciliya), Cənubi Fransa, Albaniya, Serbiya, Çin, Əfqanıstan, Pakistan, İraq, Türkiyə. Adətən onlar karbonat süxurlarının gipsdaşıyan horizontlarına uyğunlaşırlar. Bu süxurlar içərisində uzunluğu bir neçə km və qalınlığı bir neçə on metrə çatan amorf və kristal şəkilli kükürdün qırıq-qırıq layaoxşar və linzaşəkilli filiz kütlələri formalaşmışdır. Bu yataqlar qalxmış və aşağı düşmüş geostruktur elementlərin təmasında, pozulan qaz-neft sahələrində yerləşərək günbəzi yuyulmuş braxiantiklinal qırışıqlara təmayül edirlər (şəkil 83).



Şəkil 83. Karpatqabağı kükürd yatağının formalaşma sxemi (C.Rakmikə görə): 1-pliosen gilləri; 2-miosenin anhidridləri; 3-miosenin qumdaşları; 4-üst təbaşirin qumdaşları; 5-neft layları; 6-atılma üzrə qalxan neft; 7-atmosfer sularının artezian axıb gəlməsi; 8-hidrogen sulfidli bulaqlar; 9-kükürd kütlələri.

Kükürdün əsas mənbəyi çökmə lay dəstələrindəki gips və anhidrid hesab edilir. Kükürd kütlələrinin əmələ gəlməsi neft-qaz yataqlarının karbohidrogenlərinin sulfatlara təsiri nəticəsində yaranmışdır. Məhluldakı hidrogen sulfid mübadilə reaksiyası nəticəsində də sulfatları həll edə və kükürdü məhlullardan çökdürə bilərdi. Birinci halda gips və yaxud anhidrid neft-qaz kütlələrinin pozulması nəticəsində azad olan hidrogen sulfidin təsiri nəticəsində bərpa olur. Belə bərpaedici şərait aşağıdakı reaksiya şəklində baş verə bilər:

$$2CaSO_4+CH_4 \rightarrow 2CaCO_3 +4H_2O+2S_2.$$

Bu yolla kükürdün gips üzrə psevdomorfozası inkişaf tapmış və sərbəst kükürd topluları yaranmışdır. İkinci halda gipsin və anhidridin həll olması zamanı sulfatlı qrunt suları yaranır. Sulfat sularının neft yataqlarının hidrogen sulfid birləşmələri daşıyan dərinlikli şorabaları ilə qarşılıqlı təsir zonasında sulfat kükürdünün bərpası baş verir; o, element şəklində çökür, karbon qazı isə ayrılır. Sonuncunun təsiri nəticəsində əhəngdaşının bir hissəsi bikarbonata çevrilərək həll olur və onun yerində sərbəst kükürd çökür.

Beləliklə, hər iki halda metasomatik sərbəst kükürd kütlələri yaranır – birinci halda gips və anhidridlər hesabına, ikinci halda – əhəngdaşları və dolomitlər üzrə.

Digər yataqlar. İnfiltrasiya yolu ilə gips yataqları da əmələ gələ bilər. Belə bir hal sulfidlərin oksidləşməsi (məsələn, pirit möhtəviləri zonasında) nəticəsində baş verir; nəticədə qrunt suları sulfat turşusu ilə zənginləşir. Belə sular əhəngdaşları üzrə hərəkət edərək kalsiti kükürdturşulu kalsiumla əvəz edir və gipsin bəzən çox iri infiltrasiya yataqlarını (məsələn, Cənub-Şərqi İranda) əmələ gətirir.

6.2. Sulfid yataqlarının oksidləşməsi və təkrar zənginləşməsi

Yer səthinə yaxın yerləşmiş faydalı qazıntı kütlələri fiziki və kimyəvi aşınmaya məruz qalır. Xüsusən sulfid yataqlarının quruluşu, mineraloji və kimyəvi tərkibləri güclü surətdə dəyişir. Çox zaman bu proses o dərəcə intensiv gedir ki, xammalın səthə yaxın sahələrdə çıxışının ilkin tərkibini müəyyən etmək üçün xüsusi tədqiqatlar aparmaq lazım gəlir.

Yuxarıda göstərdiyimiz kimi, faydalı qazıntı kütləsini təşkil edən minerallar yer səthinə yaxın sahələrdə yüksək oksigen potensialının təsir zonasına düşərək davamlılıqlarını itirir və pozulur. Əmələ gələn yeni birləşmələrin bir hissəsi yerində qalır, digər hissəsi daşınılaraq yaxında çökdürülür, nəhayət, üçüncü hissəsi isə birləşmələr şəklində miqrasiya edərək səpələnir.

Yerüstü suların fəaliyyət sahəsində 3 zona ayırmaq olar. Yuxarı, *aerasiya* və yaxud *sızma* zonası; həll olmuş oksigen və karbon qazı ilə zəngindir və aşağı sızan suyun sirkulyasından ibarətdir. Bu zonadan aşağıda, daha doğrusu, qrunt suları səviyyəsindən aşağıda *aktiv su mübadiləsi* zonası yerləşir. Bu zonada suların tədricən yandan (köndələn) gəlməsi səciyyəvidir, onlar tərkiblərində az miqdarda həll olmuş oksigen daşıyırlar. Daha aşağıda *durğun sular* zonası yerləşir; bu zonada sular praktiki olaraq yerlərini dəyişmirlər və sərbəst oksigen saxlamırlar.

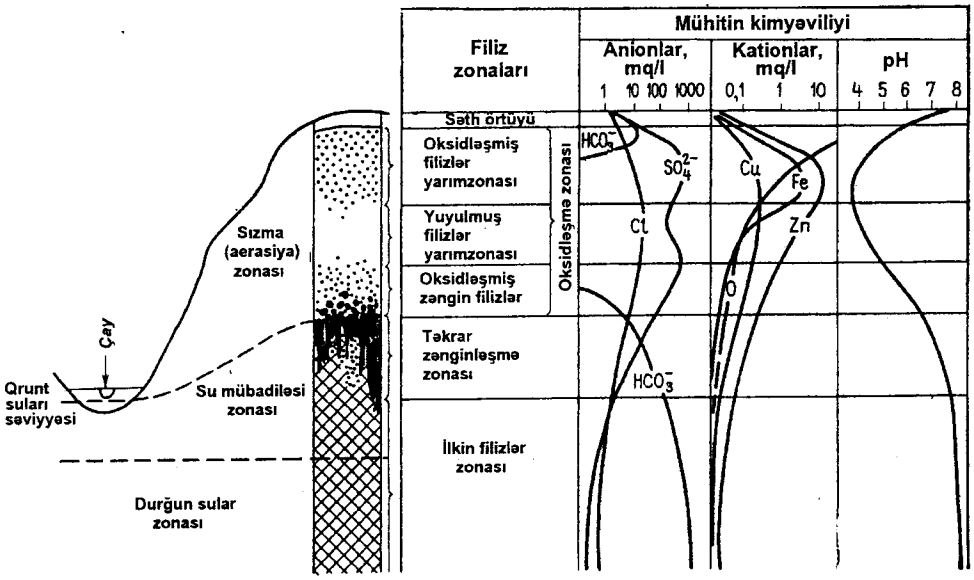
Faydalı qazıntı kütlələrinin dəyişmiş və dəyişməmiş hissələri, habelə səthəyaxın dərinlik sularının yuxarıda adlarını çəkdiyimiz sirkulyasiya zonaları arasındakı münasibət aşağıdakı şəkildədir. Sızma (sızıb keçmə) zonasında faydalı qazıntı kütləsinin oksidləşmiş hissəsi, durğun sular zonasında kütlənin dəyişməyən hissəsi, su mübadiləsi zonasında faydalı qazıntı kütləsində dəyişmiş sahələr, habelə törəmə, təkrar çökdürülmüş material rast gələ bilər.

Sulfid filiz kütlələrinin oksidləşmə zonasında öz növbəsində dörd yarımzona ayrılır: 1) üzdəki təbəqə; 2) oksidləşmiş filiz yarımzonası; 3) oksidləşmiş yuyulmuş filiz yarımzonası; 4) oksidləşmiş zəngin filiz yarımzonası. Bu yarımzonalardan üzdəki təbəqə aydın şəkildə seçilir, yerdə qalan yarımzonalar heç də həmişə yaxşı təzahür etmir (şəkil 84).

Ümumiyyətlə, faydalı qazıntı kütlələrinin yuxarı hissələrinin dəyişməsində əsas rolu su, oksigen, karbon qazı və bu komponentlərlə faydalı qazıntıların reaksiyası nəticəsində əmələ gələn kimyəvi birləşmələr (sulfatlar və s.) oynayır. Bununla əlaqədar olaraq filiz kütlələrinin dəyişməsinin ən intensiv baş verdiyi zona oksidləşmə zonasıdır.

Oksidləşmə zonasının aşağı sərhədi çox zaman qrunt suları səviyyəsinə uyğun gəlmir. Bu ona görə baş verir ki, qrunt sularının səviyyəsi dördüncü və daha qədim dövrlərdə kifayət dərəcədə tərəddüdə məruz qalmışdır. Onun rəvan düşməsi zamanı törəmə zonallığın inkişaf etməsi üçün ən əlverişli şərait yaranır. Onun qalxması zamanı

oksidləşmə zonasının bir hissəsi qrunt suları altında batır və ilkin filizlərin sonrakı oksidləşməsi kəsilir. Nəhayət, qrunt suları səviyyəsinin kəskin olaraq aşağı düşməsi nəticəsində oksidləşmə zonasına təkrar çökdürülmüş törəmə filizlər gətirilir, onların yenidən qruplaşması oksidləşmə zonasının ən mürəkkəb quruluş şəkli almasına şərait yaradır.



Şəkil 84. Sulfid filiz kütlələrinin dəyişmiş hissəsinin quruluşu

Qrunt suları səviyyəsinin dəyişmə səbəblərini müxtəlif işarəli neotektonik hərəkətlər və keçmişdə iqlimin dəyişməsi ilə izah edirlər.

Oksidləşmə zonasının qalınlığı şaquli kəsilişdə müxtəlif filiz rayonları üçün müxtəlifdir. Belə ki, yüksək sukeçirmə qabiliyyətinə malik olan süxurlarda oksidləşmə zonasının aşağı sərhədi aşağı düşür. Tektonik cəhətdən intensiv «işlənilmiş» sahələrdə (çatlı, parçalanmış və əzilmiş süxurların yayıldığı sahələr) oksidləşmə daha dərin səviyyələrdə müşahidə olunur. Məsələn, Zabaykaldakı Kadain polimetal damarında oksidləşmə qırılmalar üzrə 200 m, Pşibram (Çexiya) qurğuşun-sink yatağında 300 m, Kounrad (Qazaxıstan) mis yatağında 500 m, Tintik (ABŞ) polimetal və Zambiyanın mis yataqlarında 600-800 m, Zimbabvedə (Loneli yatağı) isə hətta 900 m dərinliyə qədər izlənilmişdir.

Faydalı qazıntı kütlələrinin dərinə izlənilən oksidləşmə intensivliyi

iqlimdən, eroziyanın sürətindən, suların kimyəvi tərkibindən, filiz kütlələrinin tərkibindən və quruluşundan, yan süxurların xüsusiyyətindən və yatağın strukturundan xeyli asılıdır. Faydalı qazıntı kütlələrinin səthə yaxın olan sahələrinin intensiv dəyişməsi üçün ən əlverişli şərait normal çöküntülərlə səciyyələnən isti və mülayim iqlimli rayonlardır. Qütb iqlimi və eləcə də səhra iqlimi əlverişli deyildir. Oksidləşmə zonası elə geomorfoloji şəraitlərdə inkişaf tapır ki, onun formalaşma sürəti eroziyanın sürətindən artıq olsun. Bu səbəbdən yamaclarının böyük eroziya sürətilə səciyyələnən parçalanmış relyefli yüksək dağlıq rayonlarında faydalı qazıntı kütlələri yer səthinə zəif dəyişilmiş və ya hətta heç dəyişilməmiş şəkildə də çıxa bilər.

Faydalı qazıntı kütlələrinin dəyişmə sürəti suların kimyəvi tərkibindən də asılıdır. Xüsusən turş, sulfatlı məhlullar filiz kütlələrinə effektiv təsir göstərir, lakin onlar yan süxurlar tərəfindən çox tez bir zamanda neytrallaşdıqlarından oksidləşmə zonasından metalların çıxarılması gecikir. Humuslu turş məhlullar filiz kütlələrinə nisbətən az intensivliklə təsir göstərirlər. Bununla belə, onlar bataqlıq rayonları şəraitində uzun müddət fəaliyyət göstərdiklərindən faydalı qazıntı kütlələrinin yuxarı hissələrindən bütün metalları çıxara bilirlər.

Faydalı qazıntı kütlələrinin dəyişmə dərəcəsini onların mineraloji tərkibi də yaxşı göstərir. Məlum olduğu kimi, oksidləşmə zonasında minerallarn davamlılığı müxtəlifdir. Bu haqda aşağıda məlumat veriləcəkdir.

Sulfid yataqlarının oksidləşmə zonasında əsas metalların özlərini necə aparmalarını nəzərdən keçirək.

Dəmir. Sulfid yataqlarında geniş yayılmış piritin oksidləşməsi aşağıdakı sxem üzrə gedir:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = FeSO_4 + 2H_2SO_4$$
pirit

Dəmir sulfatı sərbəst oksigenin iştirak etdiyi mühitdə davamsızdır və dərhal $Fe_2(SO_4)_3$-ə keçir.

$$4FeSO_4 + 2H_2SO_4 + O_2 = 2Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2O$$

$Fe_2(SO_4)_3$ də neytral və hətta zəif turş məhlullarda davamsızdır, o hidrolizə məruz qalaraq dəmir hidroksidini əmələ gətirir:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \leftrightarrow 2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4$$

Çətin həll olan dəmir hidroksidi asan koaqulyasiyaya məruz qaldığından gel şəklində çökür. Getdikcə o suyunu itirərək dəmirin müxtəlif hipergen minerallarını (hidrohematit, hetit, limonit) əmələ gətirir. Beləliklə, oksidləşmə zonasında piritin kimyəvi çevrilməsi aşağıdakı şəkildə gedir:

$$FeS_2 \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow Fe(OH)_3 \rightarrow \underset{\textit{limonit}}{2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O}$$

Sulfid filizlərinin digər tərkib hissələrinin daşınması nəticəsində oksidləşmə zonasında dəmirin miqdarı xeyli çoxalır və *dəmir papaqları* əmələ gəlir. Dəmir papaqları dəmirin endogen və ya çökmə yataqlarının oksidləşmə yerlərində də yarana bilər. Bu cür yataqların ilkin filizlərində xeyli miqdar siderit və ya dəmirlə zəngin olan digər minerallar saxlanılır. Məsələn, Bokal və Abail dəmir yataqları.

Müəyyən edilmişdir ki, sənaye əhəmiyyətli sulfid (mis) yataqları üzərində dəmir papaqları şabalıdı və tünd qəhvəyi rənglərə boyanmış olur. Sənaye əhəmiyyəti daşımayan sulfid (əsasən pirit) və qeyri-sulfid yataqlarında isə dəmir papaqlarının rəngi açıq-kərpici, qırmızı və açıq-qırmızı olur.

Mis. Mis ən asan daşınan metallardan biridir. Bu səbəbdən o, asanlıqla çökərək misin törəmə filizlərini yaradır. Mis aşağıya miqrasiya edərək oksidləşmə, məhlulların daşınması və supergen sulfidlərin çökməsi kimi ayrı-ayrı mərhələləri keçir və nəhayət, etibari ilə bu metalın böyük konsentrasiyası yaranır.

Misin ən geniş yayılmış hipogen mineralının (xalkopirit – $CuFeS_2$) oksidləşməsi aşağıdakı sxem üzrə gedir:

$$\underset{\textit{xalkopirit}}{CuFeS_2} + 4O_2 = CuSO_4 + FeSO_4$$

Xalkopirit oksigenin və $Fe_2(SO_4)_3$-ün təsirinə çox tez məruz qalır. Qarışdırılmış sulfat turşusu ona bir qədər az təsir edir.

Dəmir sulfatı asanlıqla limonitə çevrildikdən bu mineralın xalkopirit üzrə psevdomorfazası adi bir haldır.

Xalkopiritdən fərqli olaraq sulfat turşusu bornitə (Cu_5FeS_4) güclü

təsir edir.

$$Cu_5FeS_4+2H_2SO_4+9O_2= 5CuSO_4 + FeSO_4+2H_2O$$
bornit

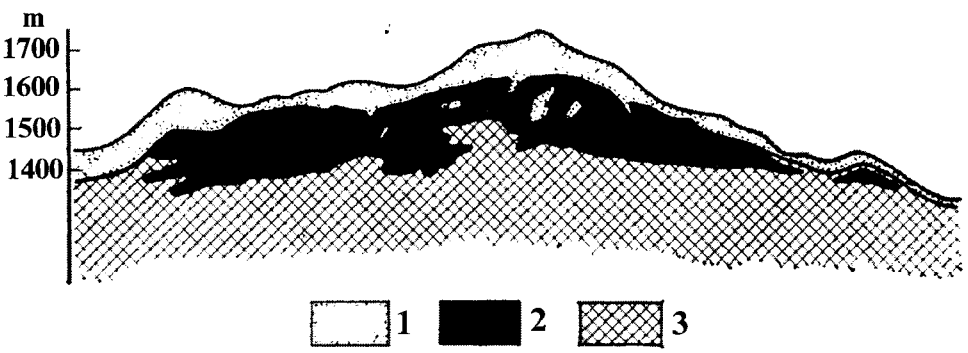
Sulfat turşusu kovellinə olduğu kimi, xalkozinə də zəif təsir göstərir, lakin xalkozin dəmir oksidli sular vasitəsilə asanlıqla həll olaraq sulfatlara (ola bilər ki, kovellinə də) çevrilə bilir:

$$Fe_2(SO_4)_3 + Cu_2S = CuSO_4+2\ FeSO_4 +CuS$$
xalkozin

$$Fe_2(SO_4)_3+3\ CuS +3O + H_2O =CuSO_4 + 2\ FeSO_4+H_2SO_4$$

$$Cu_2S +FeCl_3= FeCl_2 + CuCl + CuS$$
kovellin

Bu halda zənginləşmə zonasında kovellin əmələ gəlir. Möhtəvi tip mis yataqlarının sənaye qiymətliliyi adətən təkrar sulfid zənginləşməsi zonasının ölçüsündən və burada metalın konsentrasiya miqdarından xeyli asılıdır. Təkrar sulfid zənginləşməsi zonasının ölçüsündən geniş şəkidə tərəddüd edir. Ümumiyyətlə, bu zonanın qalınlığı bir neçə on metr olur (Cənubi Qafqaz, Qazaxıstan, Özbəkistan və Çilinin mis-porfir yataqları, Uralın kolçedan yataqları və s., şəkil 85). Bəzən xalkozin zonası böyük ölçülərə malik olur və 250 m (Old Dominion mədəni, ABŞ), hətta 400-450 m (Bisbi, Yuta Kopper yataqları, ABŞ) dərinliyə qədər davam edir.



Şəkil 85. La Karidad (Meksika) yatağının en kəsim kəsilişində oksidləşmiş, törəmə sulfid və ilkin filiz zonalarının münasibəti (V.Sayeqarta görə): *Filiz zonaları*: 1-oksidləşmiş; 2-törəmə sulfid; 3-ilkin sulfid

Adətən misin təkrar sulfid zənginləşməsi zonasındakı miqdarı onun ilkin filizdəki miqdarından 2-3 dəfə və daha artıq olur, oksidləşmə zonasındakı filiz çıxışında miqdarından isə həmişə bir neçə dəfə artıq olur. Bu səbəbdən mis yataqlarını, xüsusən möhtəvi filizləri qiymətləndirmək üçün təkrar sulfid zənginləşməsi zonasını öyrənmək vacibdir.

Qeyd etdiyimiz kimi, mis sulfatı yaxşı həll olur, oksidləşmir və hidroliz olmur. O, oksidləşmə zonasından çıxarılaraq qrunt suları səviyyəsinə aparılır və təkrar sulfid zənginləşməsi zonasının əmələ gəlməsinə səbəb olur. Buna görə oksidləşmə zonası adətən mislə kasıblaşır. Əgər oksidləşmə zonasında misin oksid birləşmələri (malaxit, azurit, xrizokolla və s.) və yaxud supergen mis sulfidləri (xalkozin, kovellin, bornit) az miqdarda da olsa qeyd olunursa, qrunt suları səviyyəsindən aşağıda mislə zəngin olan törəmə sulfid zonasının yerləşməsi haqqında mühakimə yürütmək olar. Oksidləşmə zonasında misin sulfat məhlullarından çökməsi digər səbəblərdən də baş verə bilər. Məsələn, damar minerallarının və ya yan süxurların tərkibində karbonatların iştirakı, misin yüksək dispers maddələrlə (silisium oksidi, kaolin, psilomelan, limonit) adsorbsiyası, $CuSO_4$-ün fosfor turşulu, mərgümüş turşulu, haloid və digər birləşmələrlə qarşılıqlı əlaqəsi və s. Mis, əsasən xrizokolla, malaxit, azurit, broşantit $CuSO_4\ 3Cu(OH)_2$ və digər sulfatlar şəklində çökərək sənaye əhəmiyyəti daşıyan və böyük qalınlığa malik olan oksidləşmiş mis filizlərini əmələ gətirir (Çukikamata, Çili; Bisbi, ABŞ; Karpuşixa, Blyava, Rusiya və s).

Qurğuşun. Ən geniş yayılmış qurğuşun sulfidinin (PbS – qalenit) oksidləşməsi aşağıdakı şəkildə gedir:

$$\underset{\textit{qalenit}}{PbS} + 2O_2 = PbSO_4$$

Qurğuşun sulfatı ($PbSO_4$ – anqlezit) davamlı birləşmə deyil, səth sularında çətin həll olur; bu səbəbdən qurğuşun oksidləşmə zonasında toplanır. Sonradan o, qurğuşun karbonatına ($PbCO_3$ – serussit) çevrilir. Bu mineral da suda çətin həll olur, oksidləşmə zonasında xeyli davamlıdır. Tək-tək hallarda (Miavda yatağı, Tanqanika) səhra şəraitində qədim aşınma nəticəsində qurğuşun mis və qızılla birlikdə oksidləşmə zonasından büsbütün çıxarıla bilər (J. Pussen və b.).

Sink. Geniş yayılmış sink sulfidi (ZnS – sfalerit) qalenitlə daim

paragenetik assosiasiyada olmasına baxmayaraq oksidləşmə zonasında özünü tamamilə başqa cür aparır:

$$\underset{\textit{sfalerit}}{ZnS} + 2O_2 = ZnSO_4$$

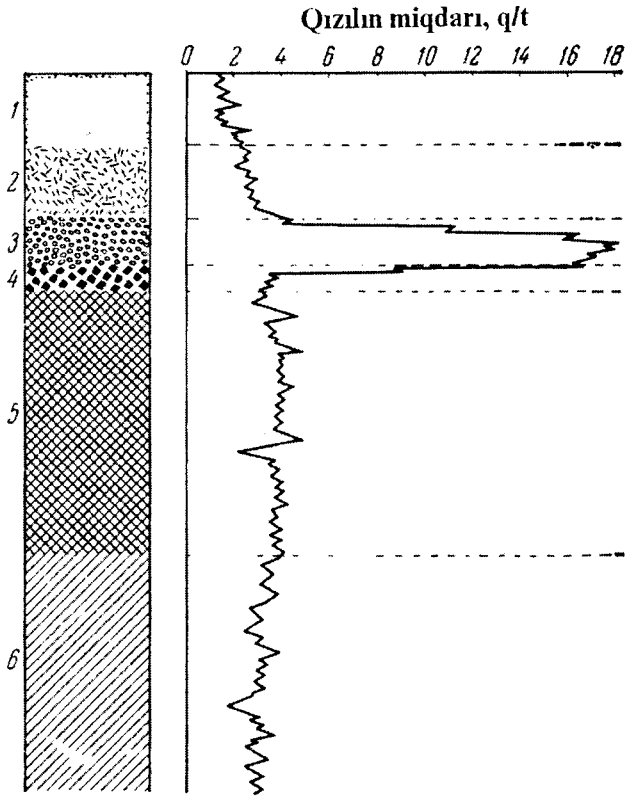
Sink sulfatı da mis sulfatı kimi səth sularında asan həll olduğundan oksidləşmə zonasından çıxarılır, lakin misdən fərqli olaraq o, təkrar sulfid zənginləşməsi zonasında nadir hallarda supergen sulfidlər əmələ gətirir. Ümumiyyətlə, sink sulfatı qrunt suları ilə horizontal istiqamətdə daşınaraq səpələnir və sənaye konsentrasiyalarını yaratmır. Oksidləşmə zonasında sinki yalnız karbonat tərkibli damar mineralı çökdürür ($ZnSO_4+CaCO_3=ZnCO_3+CaSO_4$). Bu yolla smitsonit $Zn(CO_3)$ mineralı əmələ gəlir, nadir hallarda əgər məhlullarda SiO_2 iştirak edirsə, kalamin-$Zn_4\ Si_2O_7\cdot(OH)_2\cdot H_2O$ də yaranır.

Beləliklə, qurğuşun, sink-sulfid yataqlarının oksidləşməsi nəticəsində oksidləşmə zonasının kəskin surətdə sinklə yoxsullaşması və əksinə, qurğuşunla zənginləşməsi baş verir. Bu səbəbdən oksidləşmiş filizlərdə böyük miqdar qurğuşun saxlanıldığı halda, sinkin qeyd olunmaması ilkin filizlərdə sfaleritin olmamasına dəlalət etməməlidir.

Qızıl sulfid yataqlarında sərbəst, az-az hallarda isə telluridli birləşmələr (kalaverit, silvanit, nagiagit, petsit və s.) şəklində iştirak edir. Qızıl hissəciklərinin böyüklüyündən asılı olaraq M.N.Albov, V.M.Kreyter və b. onların içərisində makroskopik (100 mkm-dən böyük), mikroskopik (100-dən 0,1 mkm-ə qədər) və submikroskopik (0,1 mkm-dən kiçik) növlər ayırırlar. Oksidləşmə zonasında qızıl əsasən mexaniki, qismənsə kimyəvi yolla çox böyük məsafələrə daşına bilər. Qızıl-kvars damarlarında makroskopik qızıl dənələri üstünlük təşkil edir. Onlar ağırlıq gücləri təsiri altında çatlarla zəif miqrasiya edir. Mikroskopik qızıl suspenziya şəklində çat zonaları ilə aşağılara yerini dəyişir. Qızıldaşıyan sulfidlərin (pirit, arsenopirit və s.) aşınması nəticəsində azad olan submikroskopik qızıl kompleks birləşmələr şəklində ion-dispers (haloidlər və ya sulfatlar şəklində) və ya kolloid (sulfatlar) məhlullara keçərək dəmir papaqlarının yuxarı hissələrindən çıxarılır.

Dərinliyə miqrasiya edən qızıl oksidləşmə zonasının ən aşağı hissələrində və habelə təkrar zənginləşmə zonasının yuxarı hissəsində çökərək bu metalın yüksək konsentrasiyalı sahələrini əmələ gətirir.

Beləliklə, ilkin sulfid filizlərində nisbətən az miqdarda olmasına, dəmir papaqlarında isə çox zaman büsbütün iştirak etməməsinə baxmayaraq, o, dəyişilmiş filizlərin aşağı hissələrində sənaye ölçülərində toplanıla bilər; hətta çox zaman burada onun konsentrasiyası ilkin filizdəki konsentrasiyadan 20-25 dəfə artıq olur (şəkil 86).



Şəkil 86. Kolçedan yataqlarının yuxarı hissəsində qızılın miqdarı əyrisi: 1-dəmir papaq; 2-opal-yarozit süxuru; 3-silisiumlu-gips səpələnməsi; 4-sulfid səpələnməsi; 5-sulfat-sulfid zənginləşməsi; 6-ilkin filizlər.

Qızıl-kvars filiz kütlələrinin təkrarən qızılla zənginləşməsi məsələsi xeyli mürəkkəbdir. Bu cür yataqlarda damarların yuxarı hissələrində qızılın yüksək miqdarının qeyd edilməsi və dərinlikdə bu miqdarın xeyli azalması supergen proseslərlə izah edilmir, hesab edilir ki, o, filizçökmənin ilkin səbəbləri ilə bağlıdır.

Gümüş sulfid yataqlarında sərbəst şəkildə, gümüş mineralları (argentit, prustit və b.) şəklində, qatışıq və sülb məhlullar şəklində (xalkopiritdə, sfaleritdə, xüsusən qalenitdə və s.) iştirak edir. Sərbəst gümüş

səth sularında, demək olar ki, həll olmur və oksidləşmə zonasında toplanaraq onu bu metalla zənginləşdirir. Müxtəlif sulfidlərdə saxlanılan gümüş isə davamsız gümüş sulfatları şəklində məhlula keçir.

Ümumiyyətlə, oksidləşmə zonasında gümüşün təbiəti sabit deyildir. Bəzi hallarda o, oksidləşmə zonasında məhluldan haloidlər şəklində, xüsusən kerargirit, sərbəst gümüş və argentoyarozit – $3Fe_2O_3 \cdot Ag_2O \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$ şəklində çökür. Digər hallarda, mis kimi gümüş də yenidən təkrar sulfid zənginləşməsi zonasına, xüsusilə onun aşağı hissəsinə miqrasiya edərək sərbəst gümüşü, habelə gümüşün müxtəlif sulfoantimonitlərini və sulfoarsenitlərini əmələ gətirir.

Uran endogen yataqlarda uraninit, bəzənsə uran saxlayan titanotantaloniobatlar şəklində iştirak edir. Sulfid yataqlarında uran filizlərinin oksidləşməsi çətin həll olan dördvalentli U_3O_8 birləşməsinin asan həll olan altıvalentli sulfat birləşməsinə $UO_2(SO_4)$ keçməsilə nəticələnir. Sonuncu birləşmə məhlullarla qismən qrunt sularının səviyyəsindən aşağıya, sementləşmə zonasına keçir. Burada H_2S-in və sulfidlərin təsirilə dördvalentli uran yenidən $U(SO_4)_2$ birləşməsinə qədər bərpa edilir. Bu birləşmə zəif turş mühitdə $U(OH)_4$-ə qədər hidroliz edir. Sonra məhluldan çökən uran hidroksidi suyunu itirərək qismən uran qarasına- U_3O_8 qədər oksidləşir və sementləşmə zonasının yuxarı horizontlarını uranla zənginləşdirir. $UO_2(SO_4)$-in kiçik bir hissəsi sementləşmə zonasına keçir. Uran sulfatlarının xeyli hissəsi isə oksidləşmə zonasında hərəkət edərək bu zonanı uranın supergen mineralları (torbernit, otunit, karnotit, uranofan, kazolit, skupit və s.) ilə zənginləşdirir və yaxud yan süxurlarda çökür.

Hipogen filizləri sulfidlərdən ibarət olan digər metallar-mərgümüş, sürmə, bismut, molibden, civə, nikel və kobalt oksidləşmə zonasında oksidlərə, hidroksidlərə və ya karbonatlara çevrilərək orada toplanır. Digər hallarda onlar yataqdan kənara çıxarılıb yan süxurlarda səpələnir.

Bütün bunlar sulfid yataqlarının oksidləşmə zonalarında filiz kütlələrinin mineraloji və kimyəvi tərkiblərinin nə dərəcədə kəskin dəyişdiyini göstərir.

Digər faydalı qazıntı yataqlarının səthə yaxın dərinlikdə dəyişməsi. Aşınma zonasındakı dəyanətliyinə görə digər faydalı qazıntı yataqları üç qrupa bölünə bilər: 1) *dəyişməyən*, 2) *zəif dəyişən*, 3) *dəyişən*.

Aşınma nəticəsində dəyişməyən birinci qrupa dağ billuru, qiymətli daşlar, almaz, qranat, korund, alunit, diatomit, trepel, qum, çın-

qıl, qumdaşı, kvarsit və b. yataqlar aiddir.

Aşınma nəticəsində zəif dəyişən ikinci qrup yataqlara peqmatit, karbonatit, asbest, müxtəlif karbonat və silikat süxurları, o cümlədən, daş tikinti materialları və gil yataqları aiddir.

Aşınma zonasında dəyişən üçüncü qrup yataqlara kükürd, daş duz, gips və anhidrid və kömür yataqları aiddir.

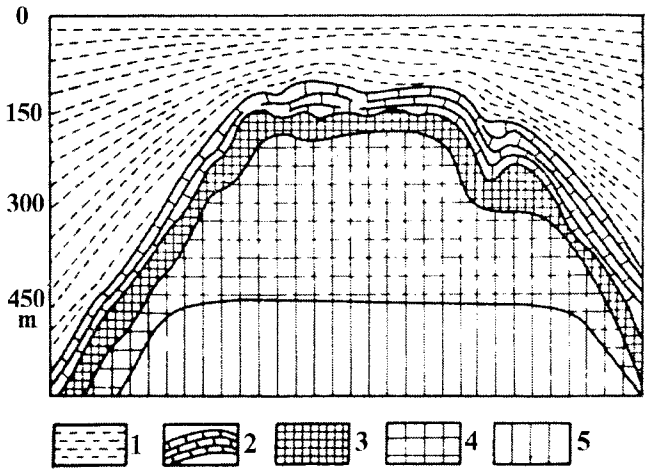
Kükürd səthdə davamlı deyil və oksidləşərək alunit tipli zəy, yarozit və gips əmələ gətirir. Onlar spesifik «kükürd papağı» əmələ gətirirlər. Adları çəkilən bu minerallar da oksidləşmə zonasında davamsız olduqlarından kükürdün aralıq pozulma mərhələsini təmsil edir. Uzunmüddətli aşınma nəticəsində bu minarallar xeyli dərəcədə pozulurlar və kükürd yataqlarının yer səthinə çıxışını kükürdün oksidləşməsi zamanı əmələ gələn sulfat turşusunun yan süxurlara təsir etməsini müəyyən etməklə mümkün olur. Belə ki, sulfatturşulu məhlullar yan süxurlara təsir edərək məsaməli, bəzən tökülən, un şəkilli, ağarmış, çox zaman gips və alunitin qabıq və kiçik toplularını saxlayan növayrılıqlarını əmələ gətirir. Siciliyada bu cür dəyişmiş süxurlar («briscale» adını daşıyır) kükürd yataqlarının axtarış əlamətləri hesab olunurlar.

Duzlar. Duz yataqlarının yuxarı hissəsi qrunt sularının təsiri altında əsaslı dəyişikliyə məruz qalır. Duz kütləsinin dəyişən və dəyişməyən hissəsi arasındakı dalğavarı və yaxud təxminən hamar, horizontal və yaxud zəifmeyilli sərhəd *duz güzgüsü* adlanır.

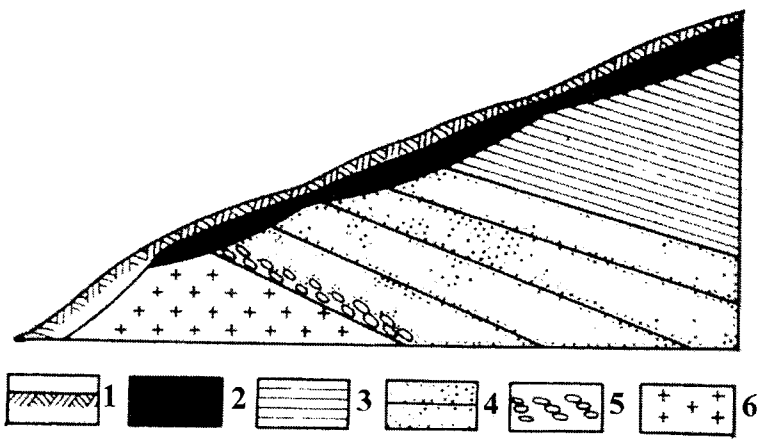
Əgər duz kütləsinin yuxarı hissəsinin dəyişməsi sirkulyasiya edən suyun təsiri nəticəsində baş verirsə, o zaman duzun böyük bir hissəsi yuyulur və onun yerində duz karstı yaranır. Bu şəraitdə durğun sular şorabaya çevrilirlər və onlar faydalı qazıntı kütləsi ilə tarazlıqda olurlar. Yeraltı suların təsiri altında duz kütlələrinin yuxarı hissələrində maddənin təkrar kimyəvi və mineraloji qruplaşması və müxtəlif tərkibli «duz papaqlarının» əmələ gəlməsi baş verir. Auhidrid təbəqələri saxlayan duz laylarının səthi metamorfizləşməsi nəticəsində «gips papaqları» əmələ gəlir (şəkil 87). Bu cür «papaqların» örtük hissəsi gipsdən və onlarla qarışıq əmələ gətirən gil, qum və karbonatdan ibarətdir; onlar duzun həll olması zamanı faydalı qazıntı kütləsindən ayrılaraq toplanırlar. Bu növ əhəngdaşı-anhidrid-gips tərkibli örtükləri Amerika geoloqları «keprok» («dağ papadı») adlandırırlar.

Gips və anhidrid. Təbii şəraitdə gips nisbətən asan həll olur. Bu səbəbdən, gipsdaşıyan süxur laylarında səpələnmiş gips kristalları

yerüstü və yeraltı sular tərəfindən əriyir, daşınılır və təkrarən çökərək torpaqşəkilli gipssaxlayan kütlə əmələ gətirir. Bu cür törəmə gips kütlələri yer səthində və yaxud kiçik dərinlikdə qeyri-düz formalı toplular əmələ gətirirlər (şəkil 88). Onlar qumlu-gilli materialdan ibarət olub, zəif sementləşmiş müxtəlif ölçülü gips toplularını saxlayırlar. Törəmə gipsin bu şəkildə yığılması bəzən «gipsit» və yaxud «qaya» adını daşıyır (Qafqaz, Orta Asiya).



Şəkil 87. Kalkazye Periş yatağının (Luiziana şt., ABŞ) duz günbəzindəki «gips papağı» (K.Kelleyə görə): 1-gillər, qumlar, üzəgənlər (axar qumlar); 2-əhəngli süxurlar; 3-kükürd; 4-anhidrit; 5-daş duz.



Şəkil 88. Torpaq şəkilli törəmə gips kütləsi ilə ilkin gipsdaşıyan süxurların qarşılıqlı münasibəti (R.Stona görə): 1-torpaq örtüyü; 2-torpaq şəkilli gips çöküntüləri; 3-gil şistləri, gips layçıqları ilə; 4-gips daşıyan qumdaşları; 5-konqlomeratlar; 6-qranitlər.

6.3. Səpinti yataqları

Fiziki və qismən kimyəvi aşınma prosesində bir sıra davamlı minerallar istər süxurlardan və istərsə də faydalı qazıntı kütlələrindən azad olaraq sənaye əhəmiyyətli yataqların formalaşmasında iştirak edə bilər.

Süxurların və yaxud filiz kütlələrinin pozulma yerlərində *ellüvial səpintilər* əmələ gəlir. Aşınmaya və dezinteqrasiyaya məruz qalmış materialın yamacla hərəkəti nəticəsində *dellüvial səpintilər* formalaşır. Onların yamacların ətəyində toplanması *prolüvial səpintiləri* yaradır. Aşınmaya və pozulmaya məruz qalmış qırıntı materialı çay suları vasitəsilə daşınılaraq çay və yaxud *allüvial səpintiləri* əmələ gətirir. Göllərin, dənizlərin və okeanların sahilləri boyu *sahilyanı* və yaxud *litoral səpintilər* yerləşir. Nəhayət, buzlaqların fəaliyyəti nəticəsində *buzlaq* və yaxud *qlyasial,* küləyin fəaliyyəti nəticəsində isə *eol səpintiləri* əmələ gəlir. Beləliklə, səpinti yataqları qrupu içərisində aşağıdakı siniflər ayrılır: 1) ellüvial, 2) dellüvial, 3) prolüvial, 4) allüvial (öz növbəsində dil formalı, çaylaq, vadi, delta və terras yarımsiniflərinə bölünür, 5) litoral (sahilyanı göl, sahilyanı dəniz və sahilyanı okean yarımsinifləri), 6) qlyasial (moren və flüvioqlyasial yarımsinifləri), 7) eol və yaxud dyun.

Ümumiyyətlə, səpintilərdə konsentrasiya əmələ gətirən minerallar ekzogen şəraitdə kimyəvi cəhətdən davamlı olur. Digər tərəfdən, bu minerallar fiziki cəhətdən də nisbətən davamlı və əsasən böyük sıxlığa (xüsusi çəkiyə) malik olmalıdır. Axırıncı cəhət xüsusən mənbələrdən uzaqlarda səpinti əmələ gətirən minerallara aiddir. Məsələn, dağ büllurunun sıxlığının kiçik olmasına baxmayaraq (2,65) o, allüvial səpintilər əmələ gətirir, allüvial səpintilərdən isə çox nadir hallarda (digər mineral xammalın istismarı ilə yanaşı) çıxarılır. Çay suları vasitəsilə minerallar təkcə dənələrinin iriliyinə görə deyil, eyni zamanda sıxlıqlarına görə də növləşdirilir. Belə ki, ən ağır minerallar əvvəl çökür, nisbətən yüngüllər isə uzaqlara daşınır. Sıxlıqlarına (q/sm^3) görə səpinti əmələ gətirən minerallar aşağıdakı sıranı əmələ gətirirlər: osmiumlu iridium (21 -19), qızıl (19,3-15,6), platin (19-14), kinovar (8,2- 8),kolumbit (8,2-5,15), volframit (7,7-7,2), kassiterit (7,1-6,8), şeyelit (6,1-5,9), monasit (5,3-4,9), maqnetit (5,17), ilmenit (5-4), zirkon (4-7), xromit (4,5), rutil (4,2), korund (4,1-3,9), qranat (4,25-3,5), topaz (3,6-3,5), almaz (3,5), sillimanit (3,23), kvars

(2,65), çöl şpatları (2,76-2,5). Tərkiblərinə görə səpintilər bir və yaxud bir neçə (kompleks) qiymətli mineral saxlaya bilər.

Ağır və aşınmaya qarşı davamlı olan bu minerallar allüvial səpinti yataqlarını təşkil edir. Onların əmələ gəlməsi çay vadilərinin inkişafının müəyyən fazalarına-erozion tsikllərə uyğun gəlir. Çay vadisində allüvial səpinti o zaman əmələ gəlir ki, onu metalla qidalandıran köklü yataq yenicə aşınmağa başlasın. Allüvial səpintilər paleogen, neogen və xüsusən dördüncü dövrdə əmələ gəlmişdir. Bu səpintilər yer səthinə təxminən paralel və yaxud ondan bir qədər dərində yatır. Onlar adətən, relyefin müəyyən elementləri ilə bağlı olur. Nisbətən yaxın dövrlərdə əmələ gəlmiş allüvial səpintilər diagenetik proseslərə məruz qalmağa imkan tapmadıqlarından istismar üçün asan yumşaq çöküntülərdə yerləşir. Əmələgəlmə vaxtlarına görə müasir (dördüncü dövr yaşlı) və qədim (qazıntı) səpintilər ayrılır.

Qədim yaşlı səpintilər geoloji dövrlər ərzində az mühafizə edildiklərindən nisbətən az yayılmışdır. Onlar *qazıntı səpintiləri* adlanır. Cavan səpintilərdən onlar aşağıdakı xüsusiyyətlərilə seçilir: 1) nisbətən qədim yaş, 2) dislokasiyalaşma, 3) böyük dərinlikdə çökmə lay dəstələrində yatma, 4) yer səthinin müasir relyefi ilə əlaqənin olması və qədim relyeflə bu əlaqənin qeyri-aydın əlaqəsi, 5) sementləşmə; bu səbəbdən səpintilər yumşaq çay çöküntüləri ilə yox, konqlomeratlarla təmsil olunur. Metamorfizləşmiş qazıntı səpintilərinə misal Vitvatersrandın məşhur qızıldaşıyan konqlomeratlarını göstərmək olar. Cənubi Afrikada yerləşmiş bu səpinti yatağı kembriyə qədər yaşlıdır.

Perm-karbon yaşlı qızıldaşıyan konqlomeratlar Şərqi Avstraliyada, yura yaşlı qızıldaşıyan konqlomeratlar isə Şərqi Sibirdə Lena-Vilyuy rayonunda məlumdur.

Allüvial səpinti yataqlarının qızıl və platin üçün çox böyük əhəmiyyəti vardır. Kaliforniya və Klondayk (ABŞ) kimi məşhur qızıl səpinti yataqlarını, Rusiyada Ural, Lena, Aldan və Kalıma qızıl səpinti yataqlarını, Kolumbiyanın platin səpinti yataqlarını göstərmək kifayətdir.

Almaz üçün də allüvial səpintilərin olduqca böyük əhəmiyyəti vardır. Hazırda təxminən 95% almaz istehsalı səpintilərdən, əsas etibarilə Afrika yataqlarından (Konqo, Transvaal) hasil olunur.

Bəzən çaylar ağır mineralları başqa klastik materiallarla birlikdə dəniz sahillərinə qədər apararaq *dəniz səpintilərini* əmələ gətirir. Bu

səpintilərin əmələ gəlməsində dəniz dalğalarının rolu böyükdür. Müasir dəniz səpintilərinə misal Syuord yarımadasının (Avstraliya) qızıldaşıyan səpintilərini, Braziliyanın, Avstraliyanın və Hindistanın monasit-ilmenit-rutil səpintilərini, Afrikanın (Namibiya) bəzi almaz səpintilərini göstərmək olar. Qazıntı (paleogen) dəniz səpintilərinə isə misal olaraq Ukraynada Samotkannoye və Qərbi Sibirdəki Tuqansk yataqlarının zirkon-ilmenit-rutil səpintilərini göstərmək olar.

Müasir dəniz səpintiləri içərisində sualtı şelf səpintiləri böyük rol oynamağa başlayır. Əsl dəniz və okean səpintilərini də ayırmaq lazımdır: dəniz, ya okean şəraitində əmələ gəlmiş litoral səpintilər, bu və ya başqa səbəbdən dəniz dibində toplanmış allüvial səpintilər. Bu tip səpintilərin əmələgəlmə səbəblərindən biri quru sahələrinin enməsi və ya dünya okeanında su səviyyəsinin qalxmasıdır (belə qalxma buzlaq dövründən sonra buzlaqların əriməsi nəticəsində baş vermişdir).

Səpinti yataqları tədricən çökmə (mexaniki çökmə) yataqlara çevrilirlər.

Səpintilərin əmələgəlmə mexanizmi

Səpintilərin formalaşma mexanizmi qırıntı materialı hissəciklərinin iriliyi, sıxlığı və formasına, qırıntıların sürtülməsi və yuvarlanmasına və onun yer səthində daşınma prosesində mexaniki möhkəm və kimyəvi cəhətdən davamlı olması xüsusiyyətlərinə əsaslanır.

Səpinti yataqları səthi sularının ağırlıq qüvvəsi təsiri altında formalaşırlar.

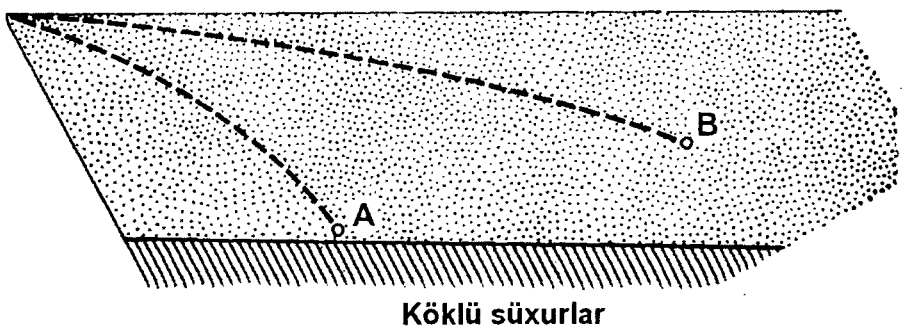
Ellüvial və dellüvial səpintilərin əmələgəlmə mexanizmi. Ellüvial səpintilər içərisində zənginləşmiş və zənginləşməmiş səpintiləri ayırırlar. Birincilər köklü süxurların qırıntı örtüyündə toplanmış pozulmuş faydalı qazıntı maddəsindən ibarətdir. İkincilər yağış suları vasitəsilə qismən çıxarılmış «boş süxurların» istər həll olması, istərsə də mexaniki yuyulması nəticəsində əmələ gəlirlər.

Dellüvial səpintilərin formalaşmasında əsas rolu qırıntı materialının yamac boyu sürüşüb düşməsi oynayır. Bu proses qeyri-bərabər inkişaf edir. Adətən səpintini qırıntı materialı ilə qidalandıran yuxarı zona süxurlarının intensiv aşınması və dezinteqrasiyası nəzərdə tutulur. Yamac üzrə aşağıda yerləşən zona isə əsas etibarı ilə bu materialın daşınma məhsulundan ibarətdir. Daha aşağıda qırıntı kütləsinin

yavaşıdılmış yerdəyişməsi və onun toplanması zonası yerləşir.

Ümumiyyətlə, qırıntı kütləsinin yamac boyu yerdəyişməsi ağırlıq düvvəsinin təsiri altında baş verir. Bu proses yamacın bucağından, yığıntı materialının qalınlığından, qırıntıların ölçüsündən, onların forma və sıxlığından, sürtünmə əmsalından, habelə il və sutka ərzində temperatur dəyişməsi və müvafiq olaraq yamacın buz bağlaması və əriməsindən, qırıntıların temperatur sıxılması və genişlənməsindən, qar və buz kütlələrinin təsiri nəticəsində yerdəyişmədən, soliflyuksiya hadisələrindən asılıdır.

Qırıntı kütləsinin yamac boyu hərəkəti istər məkan və istərsə də zaman ərzində diferensiasiyalı şəkildə baş verir. Dellüvinin yerdəyişməsi qar-buz kütlələrinin ərimə mərhələlərində daha intensiv gedir və özünün maksimal həddinə yaz mövsümündə çatır. Dellüvinin yuxarı hissəsi daha tez hərəkət edir, dərinliyə getdikcə yerdəyişmənin sürəti azalır. Buna görə də dellüvi örtüyünün yuxarı hissəsində toplanmış yüngül süxur qırıntıları və mineralları ilə müqayisədə dərinə gömülmüş ağır hissəciklərin trayektoriya əyrisi daha hamar olacaqdır (şəkil 89).



Şəkil 89. Hərəkət edən dellüvi kütləsində ağır (A) və yüngül (B) qırıntıların hərəkət trayektoriyasının sxemi

Ağır və yüngül qırıntıların trayektoriyasının xüsusiyyəti, onların dikliyi və qarşılıqlı münasibəti bir çox faktorlardan və birinci növbədə yamacın dikliyindən asılıdır.

Qırıntı materialının çayla yerdəyişməsi. Süxur maddələrinin çay suları ilə «tutularaq» daşınması 3 formada baş verir: həll olmuş şəkildə, asılı halda, dib çöküntülərinin hərəkəti hesabına.

Axın sürəti nisbətən kiçik olan zaman dibdəki qırıntılar hərəkətsiz halda olurlar. Çayın dibində qırıntıların yer dəyişməməsi üçün tə-

ləb olunan maksimal sürət «*hərəkət etməyən*» sürət adlanır. Bu sürət çoxaldıqda çayın dibindəki qırıntıların vibrasiyası başlayır və qırıntılar yerləşdikləri çöküntülərdən qoparılaraq daşınılırlar. Bu «*qoparmanın böhran sürəti*» adını almışdır. Axın sürətinin daha da artması nəticəsində «*yerini dəyişən*» sürət yaranır ki, bu da dib çöküntülərinin axın üzrə aşağıya yerdəyişməsini təmin edir.

Çayın axın sürəti məkan və zamanda dəyişdiyindən ayrı-ayrı dövrlərdə və çayın ayrı-ayrı hissələrində allüvial çöküntülərin təkrar yerləşdirilməsi baş verir.

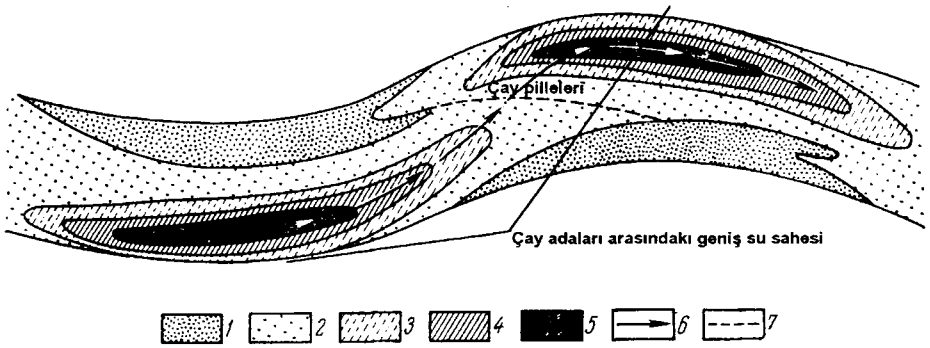
Çayın axın sürəti istər əsr, istərsə də mövsüm ərzində dəyişməyə məruz qalır. Əsr ərzində axının dəyişmə sürəti çayın eroziya bazisinin dəyişməsilə əlaqədardır. Bunun nəticəsində çayın axma sürəti kəskin olaraq qalxır, sonra isə eroziya tsiklinin inkişaf dərəcəsinə uyğun olaraq tədricən aşağı düşür. Mövsüm ərzində su sərfinin dəyişməsinə gəldikdə, çaydakı suyun orta səviyyəsilə müqayisədə sel və daşqın zamanı bu sərf xeyli güclü olur. Belə ki, qısa müddətliyinə baxmayaraq ən böyük miqdar qırıntı materialı daşınır.

Çayın axma sürəti məcranın ayrı-ayrı elementlərinə nisbətən qeyri-bərabər paylanır. Məcra elementlərinə aşağıdakılar aiddir: 1) çay pillələri, 2) çay adaları arasındakı geniş su sahəsi, 3) içəri əyilmiş sahillər, 4) irəli çıxmış (qabarmış) sahillər (şəkil 90). Çaydakı orta su səviyyəsində ən böyük axma sürəti çay pillələrində olur və dib çöküntülərinin yuyulması baş verir. Sel, daşqın vaxtı isə ən böyük sürət çay adaları arasındakı geniş su sahəsində baş verir; bu zaman çay yatağının intensiv şəkildə yuyulması baş verir. Beləliklə, sel zamanı qırıntı materialı geniş su sahəsindən çay pillələrinə daşınılır, aşağı su səviyyəsində isə çay pillələrinin yuyulması və allüvinin çayarası geniş su sahəsinə yerdəyişməsi baş verir. Bütün bunların nəticəsində çay dibində çay çöküntülərinin kütlə və ölçüsünə görə qeyri-bərabər paylanması gedir (şəkil 91).

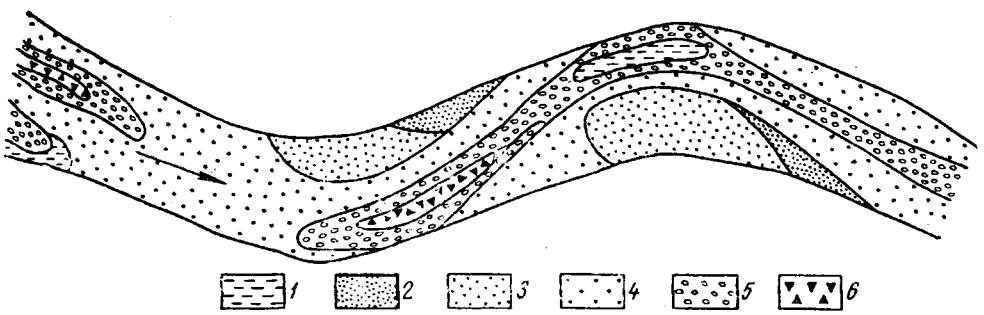
Saltasiya nəticəsində çayın dibində dellüvial qırıntıların daşınması prosesini dib çöküntülərinin dalğavari və yaxud sıra düzümlü hərəkəti xeyli mürəkkəbləşdirir; bu səbəbdən, çay çöküntülərində çəpinə laylılıq yaranır. Sualtı sıra düzümü qırıntıların çay pillələrində hamar tərəfdən dik tərəfə daşınması nəticəsində baş verir.

Qırıntıların xırdalanması. Səpintilərin formalaşma prosesində qırıntılar təkcə ölçüləri və sıxlığına görə deyil, habelə mexaniki davamlılığına görə də növbələşirlər. Çayın dibi ilə hərəkət edən qırıntı

kütləsinin hissəcikləri tədricən yuvarlaqlaşır və bir-birinə sürtünərək dağılırlar.



Şəkil 90. Çay pillələri ilə geniş su sahəsinin qarşılıqlı münasibət sxemi: 1-məcrayanı dayaz yer; 2-çay pillələri və dayaz sulu çay adalarının yamacları; 3-eynilə, lakin böyük dərinlikli; 4-geniş su sahəli çay adalarının yamacları; 5-dayaz dərə; 6-baş axın (çayın dərin yerindəni axan); 7-çay pillələrinin qılıc yeri.



Şəkil 91. Volqa çayı məntəqəsində dib çöküntülərinin irililiyinin dəyişməsi: 1-gil, 2-xırda qum, 3-qum tozu, 4-orta qum, 5-iri qum, 6-çınqıl.

Müxtəlif tərkibli qırıntıların daşınma yolunun uzunluğu aşağıdakı kimidir (km-lə): mergel – 30, əhəngdaşı – 50, dolomit – 60, qranit – 100-150, kvars – 150.

Hər bir mineral üçün hissəciklərin ən aşağı böhran ölçüsü mövcuddur ki, bu ölçüyə çatdıqda onların yuvarlanması və dağılması praktiki olaraq kəsilir. Sıxlığı 4-5 olan minerallarn dənələrinin böhran ölçüsü 0,05-0,07 mm, sıxlığı 3-4 olan minerallarn – 0,12-0,15 mm, kvars və sıxlığı bu minerala yaxın olan minerallarn – 0,2-0,25 mm-dir.

Dellüvial axında mineral hissəciklərinin mexaniki cəhətdən dağılması onların kimyəvi aşınması ilə yanaşı gedir. Mexaniki xırda-

lanma və kimyəvi pozulmanın ümumi cəmi nəticəsində çay daşınan son məhsullarda abraziv və kimyəvi cəhətdən dayanıqlı minerallarn konsentrasiyası yaranır. Bu zaman minerallarn «rütubətlənmə əmsalı» böyük əhəmiyyət daşıyır. Rütubəti saxlama qabiliyyəti pis olan minerallarn (monasit, bəzi sulfidlər, əksər metallar, almaz) səthini qoruyucu su pərdəsi örtmür, yaxud da ki, bu örtük çox nazik və davamsız olur; bu cür mineral dənələri digərlərinə nisbətən daşınılan zaman daha tez dağılırlar.

Sahilyanı səpintilərin əmələgəlmə mexanizmi. Sahilyanı səpintilər qabarmanın-çəkilmənin, dalğaların və sahil axınlarının təsiri altında formalaşırlar. Onların təsir cəmi sahilyanı zonanın abraziyasına və sahil yamacının taraz profilinin yaranmasına səbəb olur. Tarazlaşmış profilin inkişaf dərəcəsinə görə *abraziyalaşmış, stabil* və *akkumulyativ sahillərə* ayrılır.

Abraziyalaşmış sahillər hündür çıxıntılar (kliflər) əmələ gətirirlər. Onlar dəniz dalğaları vasitəsilə yuyularaq parçalanmış və pilləvi quruluş şəklini alırlar. Boş, tökülən çöküntülər tədricən hamar akkumulyativ sahillərə gətirilir. Həm onlar və həm də digərləri sahilyanı səpintilərin əmələ gəlməsi üçün əlverişli deyil. Sahilyanı profillərin əmələ gəlməsi üçün optimal şərait yalnız stabil profilli sahillərdə yaranır. Bu cür sahillərdə qırıntı materiallarının fasiləsiz olaraq qayıdan-irəliləyən yerdəyişməsi, xırdalanması, növləşməsi və təkrar çökməsi baş verir.

Stabil sahillərin quruluşunun en kəsiyində aşağıdakı elementləri ayırmaq olar: 1) dərin hissə, 2) sualtı sahil yamacı, 3) çimərlik, 4) klif, 5) hündür sahil. Sualtı sahildən klifə qədərki zolaq dənizin və qurunun fəal qarşılıqlı təsir zonasıdır. Bu zona öz növbəsində dalğalar və qabarma-ləpədöyən yarımzonalarına bölünür.

Sahilyanı zonada suyun kinetik enerjisi və hərəkət sürəti sıçrayışvari şəkildə sıfıra qədər azalır. Bu zaman dalğaların hərəkəti istiqamətində qırıntı materialının get-gedə daha çox xırda və yüngül hissəcikləri çökür ki, bu da çimərliyə ən yüngül fraksiyaların tökülməsi ilə nəticələnir.

Ağır minerallardan təşkil olunmuş sahilyanı səpintilər sualtı ləkdə toplanmalı olduqları halda, onlar bir qayda olaraq, çimərlikdə yerləşirlər. Bu onunla bağlıdır ki, ləpədöyən dalğaların sürəti qayıdan dalğaların sürətindən xeyli çox olur. Ona görə də ləpədöyən dalğa qalxaraq sahilə həm ağır və həm də yüngül hissəcikləri atır, geriyə, də-

nizə axan sularsa yalnız yüngül hissəcikləri qaldırıb aparmaq gücünə malik olurlar.

Dənizin dalğalanması heç bir zaman daimi olmur. Tələtümün artması zamanı dalğalar sahildən xeyli uzağa yüngül və ağır hissəcikləri qarışığını tullayaraq ön tərəfdən yönəlmiş sahil səddi yaradırlar. Dalğalanmanın tədricən zəifləməsi nəticəsində ləpədöyən dalğalar çöküntü materialını artıq sahil səddinə çatdıra bilmirlər və onlar səddi dənizə baxan tərəfdən yumağa başlayırlar, zəif gücə malik qayıdan dalğalar isə yalnız yüngül fraksiyaları dənizə daşıyırlar; bu yolla ağır minerallar dəniz qumunun qalmış hissəsini zənginləşdirirlər.

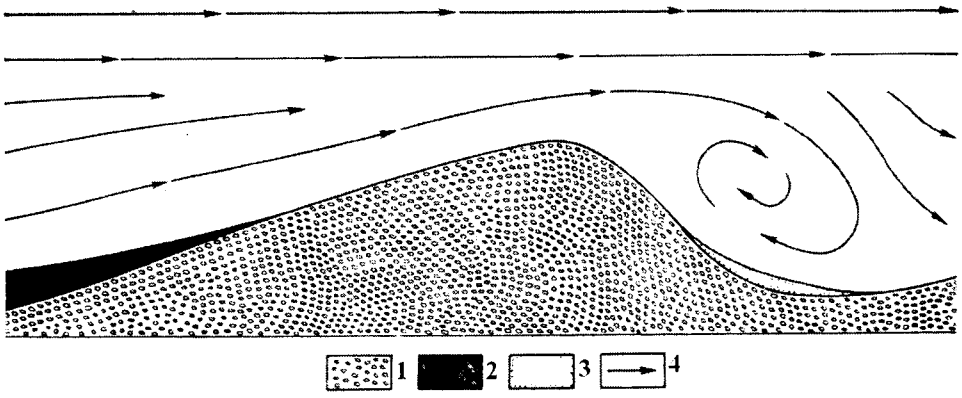
Sualtı yamacdan çimərliyə ləpədöyən dalğalarla çöküntü materialının təkrar olunaraq dəfələrlə atılması və sonradan bu materialın axıb tökülən sularla çalxalanıb çökdürülməsi nəticəsində *sahilyanı səpintilər* əmələ gəlir. Bu zaman ağır minerallar aşağıda hərəkətsiz yatan sıx qumların kütləsinə daxil ola bilmədiklərindən dəniz dalğaları ilə daima yuyulan çimərlik çöküntülərinin yuxarı hissəsində toplanırlar. Bu yolla əmələ gəlmiş yerüstü, açıq səpintilər dərinə çökmüş müxtəlif növ çay çöküntülərindən kəskin şəkildə fərqlənirlər.

Sahilyanı axınlar sahilyanı səpintilərin ümumi formalaşma sxeminə xələl gətirməyərək bu sxemə məlum mürəkkəblik gətirirlər. Sahilyanı və yaxud dreyf axınları sutka ərzində qırıntı materialını sahil boyu on və hətta yüz metrlərlə məsafəyə «dartaraq uzadırlar». Bu səbəbdən sahilyanı səpintilər sahil boyu çox böyük məsafəyə uzanırlar. Onların uzanma boyu uzunluğu yüzlərlə kilometrə çatır.

Sonda bir məsələyə toxunmaq lazımdır. Dəniz səpintilərində qiymətli minerallarının konsentrasiya əmələ gətirməsi bu minerallarının sıxlığından deyil, dənələrin mütləq kütləsindən asılıdır. Bu səbəbdən qiymətli səpintilər yalnız o zaman formalaşırlar ki, qiymətli minerallarının ölçüsü digər dənələrin və qırıntıların ölçüsünə bərabər və yaxud onlardan böyük olsun. Əks təqdirdə, çimərlikdə daha ağır süxur çınqılları toplanacaqlar, daha xırda və yüngül qiymətli mineral dənələri isə daşınılaraq səpələnəcəklər.

Eol səpintilərinin əmələgəlmə mexanizmi. Qırıntı materialının külək vasitəsilə daşınması bir çox cəhətdən onun su axını ilə aparılmasına oxşardır. Burada da maddənin hərəkətinin anaoloji formaları ayrılır: asılı vəziyyətdə, diyirlənib gətirilmə və sürüyüb çəkmə. Küləyin gücündən asılı olaraq daşınan hissəciklərin ölçüsü və kütləsi müxtəlif olur.

Qırıntı materialının ən böyük hissəsi asılı vəziyyətdə daşınılır. Bu hissəciklər incə fraksiyadan ibarətdirlər. Diyirlənib gətirilmə fraksiyaya uyğun olur və bəzən yüzlərlə metrə qədər çatır. Küləyin təsiri altında qırıntı kütləsi əsas etibarilə sürüyüb çəkmə yolu ilə hərəkət edir. Hərəkətin bu forması hissəciklərin diyirlənib gətirilməsi ilə birlikdə eol səpintilərinin əmələ gəlməsi üçün başlıca hesab olunur. Bu proses nəticəsində «yeriyən» qum təpələri, silsilələr, dyunlar və barxanlar yaranır. İncə və yüngül hissəciklər külək vasitəsilə aparılır, daha qaba və ağır hissəciklər isə tədricən geri qalaraq dyunların «quyruq» hissələrində toplanırlar (şəkil 92).



Şəkil 92. Dyunun «quyruğundakı» eol səpintisinin formalaşma sxemi (kəsilişdə): 1-dyun; 2-ağır fraksiya; 3-yüngül fraksiya; 4-hava axını.

Buzla daşınma. Qitə və dağlardakı buzlaqlar çox böyük kütlə qırıntı materialının yerini dəyişir. Lakin bu zaman qırıntıların xırdalanması, iriliyinə görə növlənməsi baş vermir. Bu səbəbdən, morenlərdə səpintilər əmələ gəlmir, burada başqa qırıntılarla birlikdə rast gəlinən faydalı qazıntı qırıntıları isə buzlaqdan yuxarıda yerləşmiş köklü mənbənin olmasına işarə edir. Bu, qayma-buzlaq axtarışlarında istifadə edilir. Buzlağın ərimə prosesi nəticəsində yaranan su axınları moren kütləsini qismən növləşdirir və flüvioqlyasial səpintilər əmələ gətirir; onlar da böyük praktiki əhəmiyyətə malik deyil.

Səpintilərin geoloji əmələgəlmə şəraiti

Köklü süxurlarla əlaqə. Qiymətli mineral səpintilərinin köklü mənbəyini 3 qrupa bölmək olar: 1) köklü faydalı qazıntı yataqları, 2)

süxurların aksessor mineralları, 3) qədim səpintilər.

Köklü yataqların pozulması nəticəsində qızıl, platin, almaz, kassiterit, volframit, kolumbit, kinovar səpintiləri yaranır. Aksessorların konsentrasiyası nəticəsində əsas etibarı ilə monasit, ilmenit, rutil, zirkon, qranat, maqnetit səpintiləri əmələ gəlir. Qədim səpintilər hər iki qrup minerallar saxlaya bilər.

Səpintilərdəki qiymətli minerallarm ən əsas mənbəyi bu minerallarm iri ilkin ayrılmalarını saxlayan kvars və kvars-silikat damarlarıdır.

Qırıntı süxur fasiyaları ilə əlaqə. Səpintilərin əmələ gəlməsi üçün yetkin aşınma qabığının böyük əhəmiyyəti vardır. Çünki qabıqda əksər süxurəmələgətirən minerallarm kristallik qəfəsi pozulur və onların yerində su ilə yuyulan, yuyulan, üyüdülən və daşınılan oxralı və gilli məhsullar yaranırlar. Bilavasitə bu zaman səpintiləri qidalandıran ağır və dayanıqlı minerallar azad olurlar.

Rütubətli humid iqlimli formasiyalarda gilli aşınma qabığının yuyulması nəticəsində allüvial səpintilər formalaşırlar; həmçinin ellüial-dellüvial və sahilyanı (dəniz, göl) səpintilər də əmələ gələ bilərlər.

Quru arid iqlimli formasiyalarda boksit aşınma qabığının yuyulması nəticəsində ellüvial-dellüvial, prollüvial və eol səpintiləri əmələ gəlir; sahilyanı-dəniz səpinti yataqları da əmələ gələ bilər.

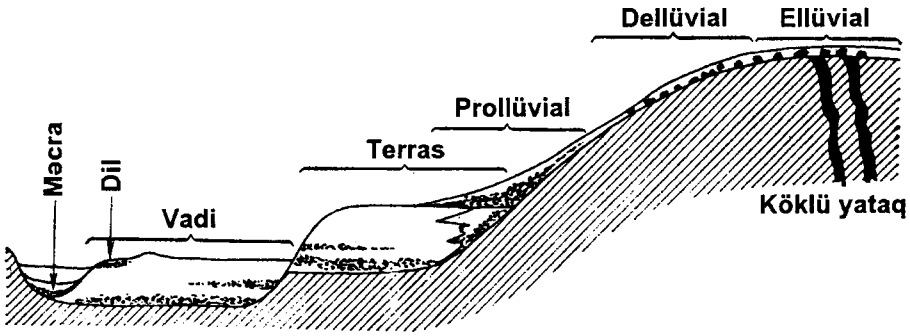
Allüvial yataqlarda səpintilərin müəyyən çay çöküntüləri fasiyalarına təmayül etməsi nəzərə çarpır. Yaxşı işlənmiş çay vadilərində bir erozion tsikl ərzində iki qrup fasiya əmələ gəlir: 1) məcra və 2) çaybasar.

Müəyyən fasial şəraitdə əmələ gələn səpintilər onları eynilə yerləşdirən qırıntı çöküntüləri kimi sonradan epigenetik dəyişmələrə məruz qala bilərlər.

Diagenez mərhələsində çöküntülərin litifikasiyası baş verir və onlar möhkəm süxurlara çevrilirlər. Bu çevrilmə çöküntülərin dehidratlaşması, sementləşməsi, çökmə gellərin kristallaşması, habelə məsamə məhlullarından markazit, pirit, ankerit, hidrohetit, pirolüzit, barit, xalsedon, opal, gips kimi minerallarm ayrılması ilə müşayiət olunur.

Geomorfoloji faktor. Çay dərələrinin müxtəlif geomorfoloji elementlərinə uyğun gələn səpintilər su ayrıcından çayın məcrasına şəlalə şəklində düşürlər (şəkil 93). Suayrıcı yaylasında dellüvial səpinti ya-

taqları yerləşir. Köklü süxurlar yamacında ellüvial səpinti şleyfləri uzanır. Yamacın ətəyində, yuxarı terrasa söykənən hissədə prollüvial səpintilər formalaşır. Terraslarda əvvəlki erozion tsikllərin səpintiləri yerləşə bilər. Çaybasar çöküntülərindən aşağıda yerləşən vadi çöküntülərində vadi səpintiləri qərarlaşır, çayın dib çöküntülərində – məcra, məcrayanı dayazlaşmış yerlərdə – «dil» tipli çöküntülər yerləşirlər.



Şəkil 93. Çay vadisinin en kəsiyində müxtəlif tip səpinti yataqlarının yerləşmə sxemi

Səpinti yataqlarının bu siniflərinin formalaşması çayın bilavasitə eroziya fəaliyyəti ilə bağlıdır.

Çay səpintilərinin formalaşması üçün yüksək dağlıq və düzən şərait əlverişli deyil, ən optimal şərait orta- və xırda dağlıq relyefidir. Məsələn, Yakutiyada (Rusiya) məlum səpinti yataqları 650-950 m yüksəklik intervalı olan ərazidə konsentrasiyalaşmışlar.

Sahilyanı səpintilərin əmələ gəlməsi üçün əlverişli geomorfoloji şərait aşağıdakılardır: sahilyanı relyefin ümumi parçalanması, çay şəbəkəsinin cavan olması, qısa məsafəli, ensiz vadiyə malik olan çoxsaylı çayların varlığı.

Eroziya faktoru. Son dərəcə eroziyalaşmış köklü mənbələr hesabına formalaşmış qızıl səpintilərində qızılın əsas kütləsi çay şəbəkəsi boyu «dartılaraq» zəngin yataqlar əmələ gətirmir. Allüvini qidalandırmaqda davam edən büsbütün eroziyalaşmamış köklü mənbələr hesabına xüsusən iri və zəngin səpintilər formalaşırlar. Nisbətən mötədil eroziyalaşmış köklü mənbələr hesabına qısa, lakin kifayət qədər zəngin səpintilər yaranırlar. Yüksək erozion kəsik zamanı kiçik və pis diferensiasiyalaşmış səpintilər əmələ gəlirlər.

Tektonik faktor. Səpintilərin yaranması və qorunması üçün tek-

tonik hərəkətlər böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu hərəkətlər səpintilərin əmələ gəlməsindən əvvəl başlayır, onları müşayiət edir və səpintilərin formalaşmasından sonra da davam edirlər. Bütün göstərilən hallarda iri blokların regional atılmalar boyu yerdəyişməsi, xüsusən vacibdir.

Səpintilərin əmələ gəlməsindən öncə bu cür atılmalar boyu süxur blokları və köklü yataqlar irəli çəkilirlər. Onlar yan hissələrini aşınma, pozulma, yuyulma və daşınma tərəfinə dayayaraq müxtəlif mənşəli qırıntı kütləsinin və onlarda yerləşmiş səpintilərin mənbəyi hesab edilirlər.

Allüvial səpintilərin formalaşması prosesində iri bloklu tektonik yerdəyişmələr yerli və başlıca eroziya bazisini yeniləşdirərək eroziya fəaliyyətinin təkrar tsikli üçün şərait yaradırlar ki, bunun da nəticəsində çay çöküntülərinin dəfələrlə yuyulması hesabına zəngin səpintilər formalaşırlar. Tektonik hərəkətlərin təkrarlanması erozion akkumulyativ tsikllərin təkrarlanması, cavan və daha cavan yaşlı səpintilərin yaranmasına gətirib çıxarır.

İqlim faktoru. Subarktika zonasının yüksək enliklərində yan süxurların intensiv fiziki pozulması baş verir. Bu proses yer səthi ilə çoxillik donmanın yuxarı sərhədi arasında yerləşmiş fəaliyyət zonasında baş verir. Eyni zamanda burada kimyəvi aşınma kəskin şəkildə kəsilir və aşınma qabığı yaranmır.

Bu səbəbdən, subgütb vilayətlərində yamacların qırıntı materialı kütləsində qiymətli minerallarn ayrılması baş vermir və onlar etibarlı ellüvial və dellüvial səpintilər əmələ gətirmirlər. Belə bir şəraitdə çay axınları vasitəsilə qırıntı materialı əsasən mexaniki yolla pozulur və qiymətli minerallar azad olaraq çay səpintilərini əmələ gətirirlər. Özü də bu səpintilər çayın o məntəqələrində yaranır ki, orada allüvinin dənəvərlənməsi (xırdalanması) başlansın. Bəzən bu cür məntəqələr köklü mənbələrdən xeyli uzaqda yerləşir.

Orta enlikli iqlim şəraitində yamac səpintilərinin əmələ gəlməsi üçün daha əlverişli şərait yaranır. Bu prosesdə çayın qidalanması təkcə qaba qırıntılı material hesabına deyil, həm də dənəvərlənmiş kütlə hesabına gedir. Hər iki halda qiymətli mineral dənələrinin azad olması baş verir.

Ən mükəmməl şərait subtropik və tropik zolaq iqlimi üçün xasdır. Buradakı ideal aşınma qabığı göl və dənizlərin sahilyanı hissəsində külli miqdarda materialla qidalanır.

Hidroqrafik faktor. Ən yaxşı şərait su kütləsinin ildaxili qeyri-bərabər paylandığı çaylarda yaranır. Bunun nəticəsində il ərzində kiçik və böyük miqdar suyun növbələşməsi yaranır, axın sürəti kəskin olaraq dəyişir, çay materialının təzədən yuyulması baş verir və səpinti yataqları formalaşır. Səpintilərin əmələ gəlməsi üçün ən əlverişli şərait dik və qarşılıqlı bucaq altında çay qollarının birləşdiyi yerdədir; burada çay qolunun çaya axdığı yerdə suyun hərəkətində tormozlanma baş verir.

Geoloji yaş. Müxtəlif genetik siniflərə aid edilən cavan dördüncü dövr yaşlı səpintilər daha geniş yayılmışlar. Həmçinin yuxarı-, orta- və aşağı dördüncü dövr səpinti yataqları da geniş məlumdurlar. Bu yataqlar dəniz və çay terraslarında, habelə dördüncü dövr paleoməcra çöküntülərində qeyd olunmuşdur. Əsrlər dərinliyinə getdikcə səpintilər az və daha az aşkar olunur. Onların içərisində daha kiçik çay yataqları az rast gəlinir, yalnız bir qədər iri qədim delta və dəniz əməlgəlmələri müəyyən olunur.

Üçüncü dövr lay dəstələrində allüvial və dəniz sahilyanı zirkon-rutil-ilmenit və leykoksen səpintiləri məlumdur (Dnepryanı oliqosen-miosen, Uralarxası, Sibir və Qazaxıstanın oliqosen, Salairin paleosen yaşlı yataqları); həmçinin Uralın pliosen yaşlı allüvial qızıl və platin səpintiləri, Uralın neogen yaşlı almaz və miosen yaşlı dellüvial dağ billuru səpintiləri məlumdur.

Təbaşir çöküntülərində Ukraynanın və Sibirin (kiy mərtəbəsi) sahilyanı, dəniz zirkon-ilmenit, habelə Xinqanın, Kuznetsk Alatausunun və Şərqi Zabaykalın allüvial qızıl səpintiləri məlumdur. Yura qatlarında Uralın, Baykal-Vitim yaylasının və Yenisey alçaq dağlarının qızıl, Volin vilayətinin ilmenit, Yakutiyanın leyas yaşlı almaz səpintiləri aşkar edilmişdir.

Daha nadir şəkildə paleozoy sisteminin səpintiləri rast gəlinir. Yakutiyanın perm konqlomeratlarındakı almaz, Şimali Uralın, Şimali Qafqazın və Şərqi Tuvanın eyniyaşlı konqlomeratlarındakı qızıl səpintiləri buna misaldır. Karbon çöküntülərində Kuznetsk Alatausunun səpinti qızıl, Qazaxıstanın və Voronej vilayətinin ilmenit qumları vardır. Uralın qərb yamacının və Timanın devon yaşlı kvars qumlarında zəif metamorfizləşmiş rifey və proterozoy yaşlı titan və zirkon səpintiləri Başqırdıstan qalxımının metamorfik şistlərində məlumdur; gec, orta və aşağı proterozoy yaşlı almaz daşıyan səpintilər Braziliyada və Cənubi Afrikada müəyyən edilmişdir.

Bəzi geoloqlar irimiqyaslı uran-qızıl Vitvatersrand (CAR) və Blend River (Kanada) uran yataqlarını proterozoyun terrigen süxurları içərisində konqlomerat layları şəklində yatdıqlarından onları metamorfizləşmiş qədim delta səpintilərinə aid edirlər.

Digər geoloji qruplarla əlaqəsi. Səpintilər kifayət dərəcədə asılı olmayan faydalı qazıntı yataqları qrupunu əmələ gətirirlər. Lakin öz köklü mənbələri ilə onlar çox zaman endogen, əsas etibarı ilə peqmatit və hidrotermal yataqlarla bağlıdırlar. Bundan başqa, sedimental çay, sahilyanı-göl və dəniz fasiyalarında onlar çökmə yataqlara yaxınlaşırlar.

Eol, dellüvial və prollüvial səpintilər

Eol səpintiləri. Onların konturları köklü mənbələrin yayılma sahələrinə təxminən uyğun gəlir. İri qırıntılı növləşməmiş materialdan ibarət olan bu səpintilərdə qiymətli mineralın miqdarı onun köklü mənbədəki konsentrasiyasına yaxındır, bəzi hallarda isə hətta artıq olur: çünki fiziki və kimyəvi aşınma nəticəsində tökülən süxurlar yağış suları ilə yuyulduğundan faydalı komponentin miqdarı çoxalmış olur. Ellüvial səpintilər ana süxurların pozulması nəticəsində yer səthində açılmış şəkildə ola bilər. Bəzən onlar «boş» qırıntı süxurları və yaxud torpaq və çimlə örtülürlər. Ellüvial səpintilərin əmələ gəlməsi üçün ən əlverişli hal sahənin əyilmiş hissəsindəki köklü süxurların pozulması və depressiyanın qırıntı süxurları ilə dolmasıdır. Bu cür səpintilərə misal olaraq Tanzaniyanın qitə hissəsindəki almaz səpintilərini göstərmək olar; burada depressiyalarda aşınmaya asanlıqla məruz qalan kimberlit borularının yer səthinə çıxışları üzərində almazla zəngin çınqıllı-gilli törəmə səpintilər yaranmışdır. Dellüvial və xüsusən prollüvial, allüvial və lateral səpintilərlə müqayisədə ellüvial səpintilərin praktiki əhəmiyyəti böyük deyil. Bir çox ölkələrdə ellüvial qızıl, Yakutiya və Cənubi Afrikada ellüvial almaz, Uralda – platin, Braziliyada – baddeliit, Malayziya, İndoneziya, Rusiyada (Zabaykal) kassiterit-kolumbit səpintiləri məlumdur.

Dellüvial səpintilər. Əsrlər boyu yumşaq qırıntı materialının qravitasiya təsiri nəticəsində yamac boyu aşağıya doğru uzanması nəticəsində dellüvial səpintilərin konturu yaranır. Onların zirvəsi köklü mənbə ilə bağlıdır, dellüvinin ön tərəfdən yönəlmiş hissəsi isə yamacın ətəyinə qədər çata bilər; burada o prollüvial səpintiyə çevrilir. Bu cür səpintilərin uzunluğu bir neçə on-birinci yüz metrlərə çatır və

bəzən daha çox olur. Qiymətli materialların paylanması qeyri-bərabərdir, zirvədə səpinti daha zəngindir, aşağıya doğru istiqamətləndikcə qiymətli mineral saxlayan qırıntıların «boş» süxurlarla qarışması və eləcə də qiymətli minerallarn tədricən xırdalanması nəticəsində səpintinin kasadlaşması baş verir. Məsələn, müəyyən edilmişdir ki, köklü mənbədən 400 metrə qədər yerini dəyişən volframitin dellüvial səpintidə miqdarı təxminən 25 dəfə azalır.

Dellüvial səpintilər də ellüvial səpintilər kimi yer səthinə çıxmış açıq və gəlmə çöküntülərlə, torpaq təbəqəsi ilə örtülmüş ola bilərlər. Bir sıra qızıl əyalətlərindəki qızıl səpintiləri, Afrikadakı almaz səpintiləri, Uraldakı dağ billuru, Zabaykaldakı kassiterit və volframit, Qazaxıstandakı korund səpintiləri dellüvial səpintilərə misal ola bilər. Dellüvial səpintilər içərisində nadir hallarda əhəmiyyətli yataqlar əmələ gəlir, ümumiyyətlə isə, onlar sənaye əhəmiyyətliliyinə görə allüvial səpintilərdən geri qalırlar.

Prollüvial səpintilər. Bu tip səpintilər zaman ərzində baş verən sellər nəticəsində yamacların qırıntı materialının yuyularaq yumşaq çöküntülər kompleksi əmələ gətirməsi nəticəsində yaranırlar. Onlar üçün çıxarılma konusları çox səciyyəvidir; çıxarılmış süxurlar birləşərək fasiləsiz zolaqlar əmələ gətirirlər, onlar dağın ətəyini həlqə şəklində əhatə edir və *prollüvial şleyf* yaradırlar. Prollüvial şleyfin qırıntı materialı zəif diyirlənmiş və pis növbələşmişdir. Bu tip səpintilər nadirən rast gəlir. Onlara Afrikadakı Luyembe-Çiumbe almaz səpintisini, Sibirdəki qədim dördüncü dövr monasit səpintisini misal olaraq göstərmək olar. Prollüvidə qırıntı materialının pis növləşməsi səbəbindən az-az hallarda sənaye əhəmiyyətli yataqlar əmələ gəlirlər, baxmayaraq ki, onların bəziləri iri ölçüləri ilə fərqlənirlər.

Allüvial səpintilər

Səpintilərin quruluşu. Allüvial səpintilər sinfi aşağıdakı yarım siniflərə bölünür: dil, məcra, vadi, terras, delta.

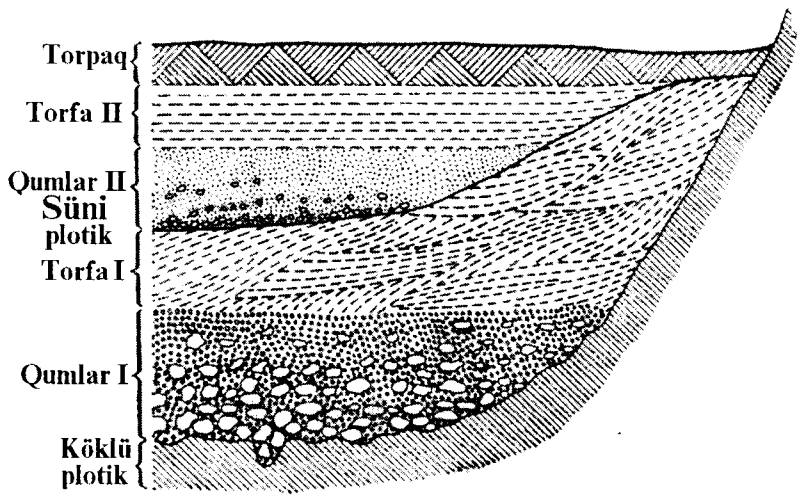
Dil səpintiləri məcrayanı dayaz çöküntü fasiyalarına uyğun gəlirlər. Axıntı ilə gətirilmiş bu çöküntülər əmələgəlmə dərinliyinə görə çay sahili döngəsində (dirsəyində), məcradaxili dayaz yerlərdə, adaların çınqıllı şleyflərində və çay çöküntülərində (axarlarda) formalaşırlar. Praktiki əhəmiyyəti böyük deyil.

Delta səpintiləri. Çay səpintiləri ilə sahilyanı-dəniz səpintiləri

arasında aralıq təşkil edir. Allüvinin delta fasiyasında bəzən qiymətli mineralların ağır fraksiyası toplanır. Onlara misal olaraq Yeni Zelandiyanın qızıl, Britaniya Kolumbiyasının platin, Nil çayı mənsəbinin (ağız hissə) sənaye əhəmiyyəti kəsb etməyən ilmenit yataqlarını göstərmək olar. Okean sahillərinin aşağı düşməsi nəticəsində su altında qalmış Cənubi-Şərqi Asiyanın çay mənsəblərindəki kassiterit səpintilərini də eynilə delta səpintilərinə aid etmək olar.

Çay çöküntülərinin yerdə qalan növayrılıqları vadi allüvisinin dil hissəsinə təmayül edirlər. Onlar faydalı mineral toplusunun bir horizontda toplanmış olduğu *sadə* və qiymətli minerallarının iki və daha artıq horizontda toplandığı *mürəkkəb* səpintilərdən ibarətdirlər.

Allüvial səpintilərin en kəsimdə quruluşu aşağıdakı şəkildədir (şəkil 94): 1) plotik, 2) qumlar və yaxud lay, 3) torfa, 4) torpaq təbəqəsi (məcra səpintilərindən başqa yerdə qalan növayrılıqlarında).



Şəkil 94. Allüvial səpintinin eninə kəsilişdə quruluş sxemi

Plotik köklü və süni olur. Köklü plotik çay vadisi dibinin köklü süxurlarından ibarətdir; onların tərkibi və quruluşu səpintilərin formalaşmasında böyük əhəmiyyət kəsb edir. Bu nöqteyi-nəzərdən köklü plotiklərin üç tipini ayırmaq olar: 1) düz və hamar, 2) dalğavari, 3) nahamar.

Süni plotik mürəkkəb səpintilərin yuxarıda yerləşmiş horizontlarının altında yerləşir. Bu cür mürəkkəb səpintilər metal daşıyan qumların və torfaların növbə ilə çökməsi nəticəsində əmələ gələ bilər; bu

prosesin özü isə uzun müddətli yuyulmanın və çöküntülərin toplanmasının növbələşməsi ilə əlaqədardır.

Adətən süni plotik aşağıda yerləşmiş layın tavanındakı gil çöküntülərindən ibarət olur.

Qumlar qayma-cınqıllı çöküntülərdən ibarətdir; bağlayıcı kütlə kimi qum və gil materialının bu və ya digər qatışığı iştirak edir. Ağır mineral hissəciklərinin əsas kütləsi lay adlanan bu təbəqədə toplanmışdır.

Torfa qumlu-gilli çöküntülərdən ibarət olub, bəzən çınqıl linzaları saxlayır; adətən ağır minerallarla kasıblaşmış məcrayanı dayaz yer fasiyalarına aid edilir. Torfa ilə qumlar arasındakı sərhəd tədricidir.

Basdırılmış səpintilər o zaman yaranır ki, səpintilərin əmələ gəlməsi ilə bağlı olmayan hansısa cavan süxurlarla örtülmüş olsunlar. Səpintiləri örtən və onları basdırılmış səpintilərə çevirən çöküntülər içərisində: 1) dəniz və göl, 2) allüvial, 3) prollüvial, 4) buzlaq, 5) eol və 6) vulkanik süxurlar (lava örtükləri və küllər) ayrıla bilər.

Qiymətli mineralların paylanması. Allüvial səpintilər bilavasitə köklü mənbədən başlaya bilər. Bu o zaman baş verir ki, çay çöküntülərinə dərindən işlənilmiş aşınma qabığına yaxşı dənələnmiş material daxil olsun.

Hidroloji rejimdən, köklü mənbənin zənginliyindən, eroziya kəsiyinin dərinliyindən və çay axınında qiymətli mineral dənələri və bitişiklərinin davranışından asılı olaraq səpinti zirvə hissəsindən (və yaxud ön hissəsindən) axma istiqamətində aşağıya dartılaraq uzanır. Müəyyən edilmişdir ki, ölçüləri 0,2-0,5 mm-dən böyük olan iri qızıl dənələri səpintinin ön hissəsində toplanaraq uzunluğu bir neçə kilometrdən 10-12 km-ə çatan və ehtiyatın 80-90%-ni saxlayan sənaye yataqları əmələ gətirir. Nisbətən incə qızıl axınla aşağıya daşınılaraq, böyük uzunluqlu allüvial səpintiəmələgəlmə oreolunu əmələ gətirir. Belə oreollar çay diblərində izlənərək köklü mənbədən bir neçə on və hətta yüzlərlə kilometr uzaqda yerləşirlər. Bütün başqa bərabər şəraitlərdə yüngül və dayanıqlı almaz dənələri çayla ən uzaq, 500 km-dən çox məsafəyə daşınılırlar. Volframit, kassiterit və kolumbitin daha az dayanıqlı dənələri uzun məsafəyə daşınmağa davam gətirilər, üyüdülərək toza çevrilirlər və xeyli qısa məsafəli səpintilər əmələ gətirirlər. Lakin bu səpintilər də kilometrlərlə məsafəyə uzana bilərlər. Məsələn, Çukotkanın qalaydaşıyan səpintilərində 0,5-1,2 km məsafədə kassiteritin 45% ehtiyatı toplanmışdır, 1,2-3 km məsafədə

– 33%, 3-5 km – 22%. Şeyelit və kinovar daha qısa məsafədə dayanıqlı olurlar (bir neçə yüz metr).

Qiymətli minerallar layda bərabər paylanmırlar.

Allüvial səpintilər içərisində müxtəlif, o cümlədən çox iri yataqlar məlumdur. Belə ki, iri müasir səpintilərdə qızıl ehtiyatı onlarla və hətta yüzlərlə tona çatır (bir kub metr qumda bir neçə qramdan bir neçə on milliqrama qədər). Platinin, almazın, qalayın və volframın da iri allüvial yataqları məlumdur.

Litoral səpintilər

Sahilyanı dəniz və okean səpintiləri içərisində həqiqi səpintilər və dəniz və okean səviyyəsindən aşağı batmış allüvial səpintilərin delta hissələri ayrılır. Sonuncular litoral səpintilərə aid edilmir.

Həqiqi dəniz və okean səpintiləri aşağıdakı xüsusiyyətləri ilə fərqlənirlər:

1) onlar qabarma-çəkilmə xətti arasında ensiz zolaq şəklində, qabarma və çəkilmənin müşahidə edilmədiyi qapalı hövzələrdə isə ləpədöyən zonada yerləşirlər;

2) onlar üçün rutil, ilmenit, zirkon, bəzən kassiterit, almaz, çox nadir halda qızıl və platin səciyyəvidir. Allüvi ilə müqayisədə bu səpintilərdə tipik mineralların miqdarı xeyli yüksəkdir və on faizlərə, ayrı-ayrı hallarda isə qum kütləsinin 60-80%-nə qədər çatır;

3) onlar üçün yaxşı çeşidləşmiş, bərabər dənəli, adətən incədənəvər, yaxşı diyirlənmiş qiymətli mineral yığımları xasdır;

4) bu cür səpintilərin uzanması çox böyükdür, on və hətta yüz kilometrlərə çatır; hətta ən iri dünya miqyaslı yataqlarda qiymətli minerallarla zənginləşmiş layların qalınlığı nadir hallarda bir metrdən artıq olur;

5) bu sinif səpintilər sahilyanı qumlu çöküntülərin ən yuxarı hissəsində yatır və nadirən az qalınlıqlı (0,5-1,25 m) qum təbəqəsi ilə örtülür;

6) köndələn kəsilişdə bu səpintilər tədricən dəniz və quru tərəfə pazlaşan ensiz linza formasına malikdir;

7) onlarla adətən sahilyanı dyunların eol səpintiləri sıx əlaqədardır.

Eol səpintiləri sahilyanı açıq məntəqələrdə yaranırlar. Onların əmələ gəlməsi üçün kifayət qədər quru qum kütlələrinin olması və

qumun uzun müddət bir istiqamətdə əsən küləklə təkrarən sovrulması gərəkdir. Eol əmələgəlmələrində faydalı mineralların miqdarı zəngin sahilyanı səpintilərlə müqayisədə azdır, lakin eol qumlarının böyük kütləyə malik olması onların istismarı üçün əlverişli şərait yaradır. Sahilyanı qumların dyunlarında yaranan eol səpintilərinə misal olaraq Alyaskadakı qızıl səpintilərini göstərmək olar (bu tip sənaye yataqlarının formalaşmasının yeganə nümayəndəsi). Səpintilər üç zolaq şəklində dartılaraq uzanmışlar-onlardan ikisi okean sahilindən 6 və 2 km məsafədə yerləşmiş dyun silsilələrində, biri isə sahilyanıdır.

Dəniz və okean səpintiləri əsasən sahilyanı çayların allüvial kütlələri, nisbətən az-dəniz sahili dellüvisi, daha az-sahillərin köklü süxurlarının dalğalarla parçalanması nəticəsində yaranan qırıntı materialı hesabına qidalanırlar. Dənizə daxil olan qırıntı kütləsi sahilyanı axınlar vasitəsilə sahil boyu dartılaraq uzanır və tələtümlü zonada diferensiasiyaya məruz qalaraq səpintilər əmələ gətirir. Sahilyanı səpintilər böyük ölçülərə malikdir. Avstraliya yataqlarında bu səpintilərin zəngin qumlarının ehtiyatı 40-50 mln. t hesablanmışdır; ən iri səpintilərdə ağır mineralların ehtiyatı bir neçə milyon tondur.

Müasir səpintilər. Müasir sahilyanı səpinti yataqları Avstraliya, Yeni Zelandiya, İndoneziya, Hindistan, Şri-Lanka, Afrika, Cənubi Amerika və Şimali Amerika sahilləri boyu yerləşmişdir.

Ən əhəmiyyətli səpinti yataqları Avstraliyanın şərq sahilyanında yerləşmişdir. Sahilin quruluşunda qədim kristallik süxurlar onları örtmüş şirinsulu üçüncü dövr yaşlı qumdaşları və bu süxurları yaran alp yaşlı bazalt damarları iştirak edir. Hesab olunur ki, bütün bu üç qrup süxurlar sahilyanı səpintilərin qiymətli minerallarının köklü mənbəyi olmuşdur. Onların dənizə çatdırılmasının əsas yolu Klarense, Yamba və b. çayların allüvial kütlələri olmuşdur. Müəyyən edilmişdir ki, pleystosenin sonunda sahil xətti 30-50 m batmışdır; daha sonra 3-4 m qalxma baş vermişdir.

Səpintilər fasilələrlə 600 km-dək izlənilirlər. Səpintilərdə zirkonun hesablanmış ehtiyatı 1 mln. t, rutilin – 750 min t, ilmenitin – 650 min t, monasitin – 15 min tondur.

Hindistanda ən əhəmiyyətli sahilyanı səpintilər yarımadanın cənub hissəsində yerləşir. Bu ərazinin böyük bir hissəsi arxeozoyun qneysləri, çarnokitləri və leptitlərindən ibarətdir. Bu süxurlar üzrə laterit profilli qalın aşınma qabığı inkişaf tapmışdır. Ərazi intensiv eroziyaya məruz qaldığından güclü şəkildə parçalanmış xırda tipli relyef formasını

almışdır. Hindistan subkontinentinin bu hissəsi tədricən okean səviyyəsindən aşağıya batmışdır. Bütün bunların nəticəsində əhəmiyyətli səpinti yataqları əmələ gəlmişdir. Belə ki, burada sahilyanı, habelə müasir və daha qədim eol dyun səpintiləri ayrılır. Onlar qırıq-qırıq zolaq şəklində sahil boyunca kilometrlərlə məsafəyə uzanaraq çay mənbələri yaxınlığında qiymətli minerallarla zənginləşmişlər. Ayrı-ayrı yataqlar 100-200 m enlikdə 20 km-ə qədər uzanırlar, qumların qalınlığı 0,2-3 m-dir. Dəniz səpintilərində 60-70% ilmenit, 8% zirkon, 2% monasit, 15% qranat, 10% sillimanit saxlanılır. Hindistanın səpintilərində ilmenitin hesablanmış ehtiyatı 120 mln. t, zirkonun – 7 mln. t, monasitin – 2 mln. t, rutilin – 1,5 mln. t-dur.

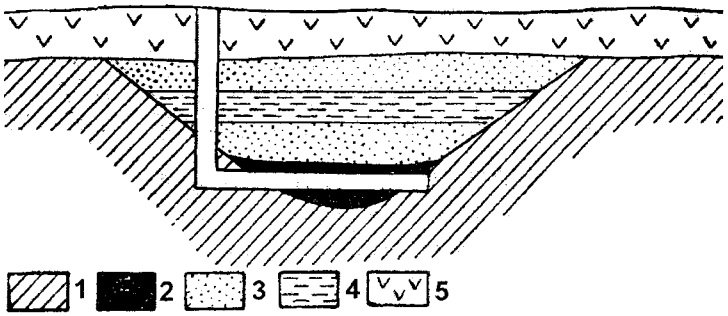
Braziliyada dünyada ilk dəfə olaraq 1895-ci ildən sahilyanı monasit səpintilərini istismar etməyə başlamışlar. Onlar Rio-de-Janeyro və Espiritu-Santu ştatlarında yerləşirlər. Bu ştatların əraziləri monasit və digər aksessor mineral saxlayan qranit-qneyslərdən və peqmatitlərdən (lavrentyev yaşlı) ibarətdir. Bu minerallar Paraxiba, Kaxi və digər çayların allüvisi ilə okeana daxil olaraq sahil çöküntülərində konsentrasiyalaşmışlar. Ayrı-ayrı zənginləşmiş məntəqələrdə sahilyanı zolağın uzunluğu 200 km-ə çatır. Zənginləşmiş məntəqələrin 6-22 m enlikdə uzunluğu 200-dən 1000 m-ə kimi, qalınlığı 7-40 sm arasındadır. Qumlarda ağır fraksiyanın miqdarı geniş hüdudda dəyişir və orta hesabla 32%-dir. Qumlar ilmenitdən (55%), zirkondan (25%), rutildən (5%), monasitdən (5%) ibarətdir.

Afrikada sahilyanı-okean (sualtı) almaz səpintiləri qitənin qərb sahili yanında məlumdur. Orada hər il təxminən 250-300 min karat almaz çıxarılır, onlardan 90%-i zərgərlik üçün yararlı almazlardır.

Qədim (basdırılmış) səpintilər. Üçüncü dövr, mezozoy və hətta paleozoy yaşlı sahilyanı-dəniz səpintiləri məlumdur. Bu tip səpintilər əmələ gəldikdən sonra səpintilərin formalaşma prosesi ilə bağlı olmayan daha cavan yaşlı süxurlarla örtülürlər. 95 saylı şəkildə Avstraliyanın basdırılmış səpintisi göstərilmişdir. Qədim plotikin dərin hissəsində qızıldaşıyan lay yatır. O, postpliosen dövründə gillər, qumlar və bazaltlarla örtülmüşdür. Digər misal. Ukrayna kristallik massivinin kembriyəqədər yaşlı metamorfik süxurlarının mezozoy aşınma qabığı məhsullarının yuyulması, növləşməsi və təkrarən çökməsi nəticəsində əmələ gəlmiş lay şəkilli kvars qumları kütlələri leykoksenləşmiş ilmenitlə, rutillə və zirkonla zənginləşmişdir (Orta Dnepryanının səpinti yataqları). Filizdaşıyan qumların böyük qalınlığa malik olması

(5-20 m) onları eyni tərkibli az qalınlıqlı müasir-sahilyanı-dəniz səpintilərindən fərqləndirir.

Bu tip yataqlar həmçinin Uralda, Sibirdə, Timanda məlumdur.



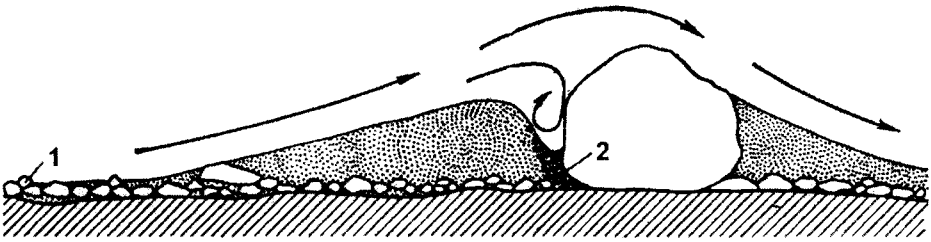
Şəkil 95. Qədim (basdırılmış) səpinti. 1-qədim plotik; 2-qədim səpinti; 3-qumlar; 4-gillər; 5-bazaltlar

Qlyasial səpintilər

Ümumiyyətlə, hərəkətdə olan buzlar qırıntı materialının daşınmasına və çökməsinə və aşınılan kütlənin növləşməsinə şərait yaratmır. Bu səbəbdən, məxsusi buzlaq çöküntülərində ağır minerallarn konsentrasiyası, demək olar ki, baş vermir və çox nadir hallarda səpinti yataqları əmələ gəlir. Bu qəbildən Alyaskanın qızıldaşıyan morenlərini, Viskonsiya və Miçiqan ştatlarının (ABŞ) almazdaşıyan morenlərini, Braziliyanın almaz saxlayan kembriyəqədər yaşlı moren konqlomeratlarını göstərmək olar. Xüsusən moren kütləsinin əriyən buzlaq suları ilə yuyulması nəticəsində əhəmiyyətli səpintilər yarana bilər. Bu yarımsinfə Yeni Zelandiyanın flüvioqlyasial qızıl səpintiləri, Kanadadakı Tulamin platin səpintiləri və b. da aid edilir.

Eol səpintiləri

Bu sinfə aid edilən səpintilər dəniz sahillərində sahilyanı yataqların qumlarının təkrarən sovrulması nəticəsində, deflyasiya və qırıntı materialının küləklə daşınması prosesinin üstünlük təşkil etdiyi quru səhra vilayətlərində əmələ gəlir. Belə şərait küləyin fəaliyyəti nəticəsində ellüvial, prollüvial və qədim çay çöküntülərinin təkrarən işlənməsi prosesi hesabına baş verir. Misal olaraq, Namibiyanın Namib səhrasının almaz səpintilərini göstərmək olar (şəkil 96).



Şəkil 96. Namib səhrasının (Namibiya) eol almaz səpintilərinin quruluş sxemi (Y.Kayzerə görə): 1-almazla zənginləşən üfürülmüş qalıq çınqıl; 2-almazla zənginləşmiş çınqıl qumu

Formalaşma şəraiti yaxın olan bu cür eol səpintiləri səhra iqlimli digər rayonlarda (Qazaxıstan, Çin, Monqolustan, Avstraliya və b.) da məlumdur. Ayrı-ayrı hallar istisna olmaqla, praktiki əhəmiyyətləri məhduddur.

6.4. Çökmə yataqlar

Su hövzələrinin dibində çöküntülərin toplanması prosesində formalaşan yataqlara *çökmə yataqlar* deyilir. Əmələgəlmə yerlərinə görə onlar çay, bataqlıq, göl və dəniz çökmə tiplərinə ayrılır. Dəniz çökmə tip içərisində kontinental (platforma) və geosinklinal şəraitində əmələ gəlmiş yataqlar məlumdur.

Bu qrup faydalı qazıntı kütlələri çökmə mənşəli yan süxurlarla uyğun yatım təşkil edir, aydın müəyyən edilən stratiqrafik mövqeyə malik olur, lay və bəzən yastı linza formaları əmələ gətirir. Yalnız metasomatizm və tektonik proseslər nəticəsində deformasiyaya məruz qalmış filiz kütlələri bir qədər mürəkkəb şəkil alır.

Çökmə yataqların ölçüləri böyük olur. Bu, xüsusən dəniz çökmə yataqlarına aiddir. Belə ki, ayrı-ayrı laylar on kilometrlərlə uzana bilər, lay dəstələrinə gəldikdə isə onlar yüz kilometrlərə və daha böyük məsafələrə izlənir. Layların qalınlığı da müxtəlif olur – 0,5 m-dən (Donets hövzəsinin kömürləri) 500 m-ə qədər (Solikamskının duzları).

Çökmə yataqlar çox böyük sənaye əhəmiyyəti daşıyır. Onların içərisində tikinti materiallarının (çınqıl, qum, əhəngdaşı və s), fosforitlərin, duzların, kömürün, yanar şistlərin, dəmirin, manqanın, alüminiumun, uranın, misin, vanadiumun və s. çox iri yataqlarını göstərmək olar.

Çökmə yataqlarının əmələ gəlməsində iqlimin böyük rolu olmuş-

dur. N.M. Straxov iqlimin rolunu nəzərə alaraq, üç tip litogenez ayırır: 1) humid, 2) arid və 3) buzlar arasında olan. O, habelə litogenezin ayrıca *azonal* tipini ayırır və ora *vulkanogen-çökmə* yataqları aid edir.

Humid şərait nəmliyin çox olması ilə səciyyələnir, belə ki, atmosfer çöküntülərinin miqdarı buxarlanmaya sərf olunan suyun miqdarından artıq olur. Bu cür şəraitdə dəmirin, manqanın alüminiumun, daş kömürün və s. çökmə yataqları əmələ gəlmişdir. Arid şəraitində buxarlanma yolu ilə yer səthindən xaric olunan su, çöküntülərlə gətirilən sudan artıq olur. Səhralarda bu cür şərait mövcuddur. Bu yolla daşduz, kalium-maqnezium duzları, fosfor, gips, dolomit və s. əmələ gəlir. Buzlar arasında gedən litogenezdə əsasən mexaniki aşınma məhsulları toplanır. Məsələn, moren gillərinin və suqlinlərin yataqları və s.

Çökmə yataqlarının formalaşmasında yuyulan lay dəstələrinin tərkibi, relyef, çöküntülərin əmələgəlmə mühiti, o cümlədən, sahildən uzaqlaşma dərəcəsi, hövzənin dibinin relyefi, suyun duzluluğu, üzvi turşuların varlığı və s. də az rol oynamır.

Yuyulma sahəsindən sedimentogenez sahəsinə materialın daşınması prosesində onun növləşməsi gedir. L.V. Pustovalov bu prosesi *mexaniki* və *kimyəvi diferensiasiya* adlandırır. Mexaniki diferensiasiya nəticəsində süxur parçaları materialın iriliyinə (qranulometrik tərkibinə), sıxlığına və davamlılığına görə növləşdirilir. Bu cür diferensiasiya artıq formalaşmış çöküntülərin dəfələrlə yuyulması şəraitində baş verdiyindən yüksək keyfiyyətli monomineral kvars qumları yataqları əmələ gəlir. Şüşə sənayesində istifadə edilən bu xammal qədim yaşlı qum layı dəstələrinin yuyulması hesabına yaranmışdır.

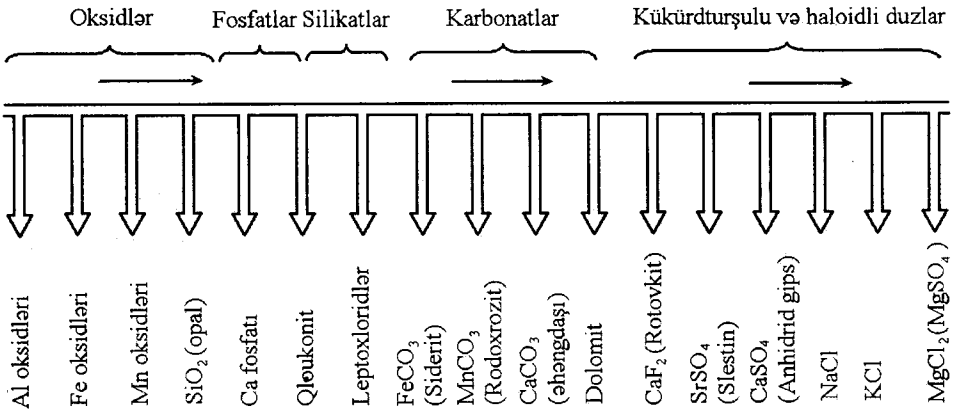
Kimyəvi diferensiasiya prosesində elementlərin və onların birləşmələrinin miqrasiya qabiliyyəti, mühitin fiziki-kimyəvi xüsusiyyəti əsas rol oynayır (şəkil 97).

Bu cür diferensiasiyaya misal olaraq N.M.Straxov alüminium, dəmir və manqan filizlərinin ardıcıl çökməsini göstərir.

Çöküntülərin toplanma xüsusiyyətinə görə çökmə yataqlar dörd sinfə ayrılır: 1) mexaniki, 2) kimyəvi, 3) biokimyəvi və 4) vulkanogen-çökmə.

6.4.1. Mexaniki-çökmə yataqlar

Bu yataqlar mexaniki aşınma məhsullarının təkrar çökməsi nəticəsində əmələ gəlir. Məsələn, buzlaq çöküntüləri (moren gilləri,



Şəkil 97. Maddələrin çöküntü şəklində ayrılma ardıcıllığını göstərən kimyəvi çökmə diferensiasiya sxemi (L.V.Pustovalova görə)

flüvioqlyasial çöküntülər və s.), eol qumları, allüvial qumlar və gillər, dəniz gilləri, qumlar, qumlu-çınqıllı çöküntülər, prolüvial və dellüvial suqlinlər, gillər və qumlar və s. Odadavamlı göl-bataqlıq gilləri çox yüksək keyfiyyətli olur. Bu, onların tərkibində humus turşularının iştirakından irəli gəlir. Bu turşu sedimentogenez zonasından dəmir birləşmələrinin xaric olmasına səbəb olur. Əksər çökmə gil yataqları aşınma zonasından gil hissəciklərinin kolloid məhlullar şəklində daşınılaraq toplanması yolu ilə əmələ gəlir.

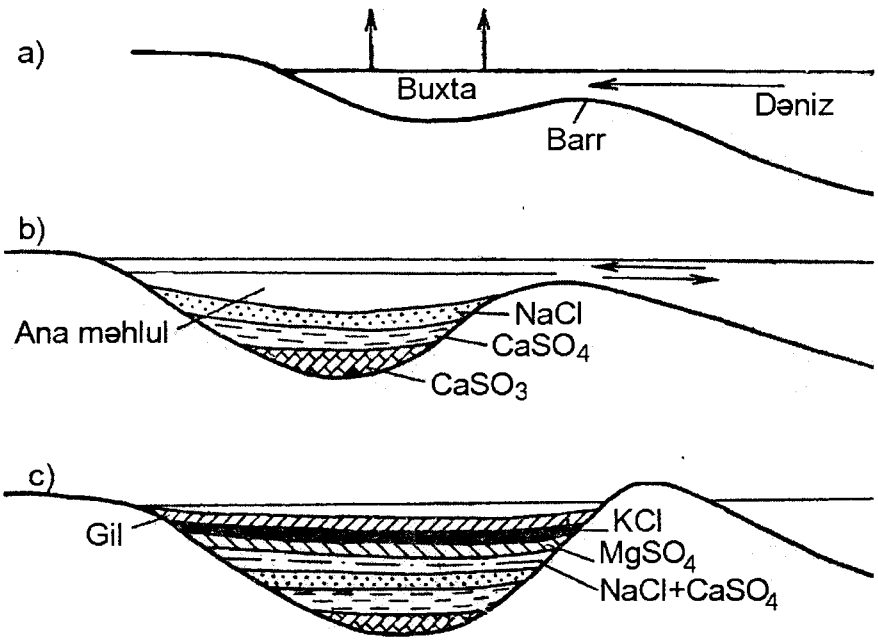
6.4.2. Kimyəvi-çökmə yataqlar

Kimyəvi çökmə yataqlar həqiqi və kolloid məhlullardan əmələ gəlmiş qruplara ayrılır. Həqiqi məhlullardan duz, gips, anhidrid, borat, barit, kolloid məhlullardansa dəmir, manqan, alüminium, bəzi əlvan və nadir metal yataqları əmələ gəlir.

a) Həqiqi məhlulların çöküntüləri (kalsium, natrium, kalium və maqnezium duzları). Halogen faydalı qazıntılar (gips, anhidrid, daşduz, alüminium və maqnezium duzları) dənizdən ayrılmış kiçik göllərdə və duzlu dəniz hövzələrində arid iqlim şəraitində çökür. Bunlar həqiqi məhlullardan yalnız suyun duzluluğu adi dəniz sularının duzluluğundan artıq olduqda ayrılır. Mendeleyev cədvəlində məlum olan 104 elementdən 80-i dəniz suyunun tərkibində iştirak edir. Lakin dəniz suyunda bu elementlər qeyri-bərabər paylandığından 9 elementin payına 99,9% (NaCl – 77,7; $MgCl_2$ – 10,9; $MgSO_4$ – 10,7;

$CaSO_4$ – 3,6; K_2SO_4 – 2,5; $CaCO_3$ – 0,3; $MgBr_2$ – 0,2 və s.), yerdə qalan elementlərin payına isə dəniz suyunda saxlanılan duzların yalnız 0,1 %-i düşür.

Dəniz sularında duzların orta miqdarı 3,5%-ə yaxındır. Alman alimi A. Oksenius 1877-ci ildə duz yataqlarının əmələ gəlməsinə dair özünün «Barlar nəzəriyyəsi» ilə çıxış etmişdir (şəkil 98). Həmin nəzəriyyəyə görə duz yataqları geniş sahələri tutan buxta tipli dayaz hövzələrdə formalaşmışdır. Buxtalar okeandan sualtı sədlə və yaxud barla ayrılmışdır. Bu buxtalarda arid iqlim şəraitində suyun intensiv buxarlanması getdiyindən, onun səviyyəsi aşağı düşür və nəticədə buxtaya yeni pay dəniz suyunun daimi axımı mümkün olur.



Şəkil 98. Barlar nəzəriyyəsinə görə duzəmələgəlmə sxemi: *a*-dənizdən suyun daxil olmasının ilkin mərhələsi və karbonatların əmələ gəlməsi; *b*-orta mərhələ; Ca və Na duzlarının çökməsi və ana məhlulun əmələ gəlməsi; *c*-sonuncu mərhələ; K və Mg duzlarının çökməsi və duz layının gil təbəqəsi ilə örtülməsi

Dəniz suyunun buxarlanması nəticəsində məhlulda duzların konsentrasiyası ardıcıl olaraq artacaq və onların tədrici ritmik çökməsi üçün şərait yaranacaqdır. Duzların hövzə sularından ayrılması onların həll olmasının əks sırasına uyğun gələcəkdir.

Duzların konsentrasiyası təxminən 15% olduqda pelitomorf kalsit

və dolomit şəklində kalsium və maqnezium karbonatları, 15-27%-ə qədər çatanda isə gips çökür. Əgər hövzənin su rejimi dəyişirsə və bəzi səbəblərdən iqlimin rütubətliliyi artırsa, duzların çökməsi prosesi məhlullardan gipsin ayrılması ilə tamamlanır. Bu zaman yalnız gips yataqları əmələ gəlir. Buxtadakı suyun buxarlanması prosesi davam etdikcə və açıq dənizdən yeni su payı daxil olduqca duzluluq 27%-ə qədər artır. Bu vaxt anhidrid qarışığı saxlayan NaCl çökür. Əgər körfəzə daxil olan normal duzlu dəniz suyunun körfəzdəki duzlu məhlullarla qarışması müəyyən səbəblərdən (məsələn, küləyin əsməsi) fasilələrlə baş verirsə, eyni fasilələrlə də anhidridin və daş duzun çökməsi gedəcək və daşduz lay dəstələrində anhidrid zolaqları (illik halqalar da adlanır) əmələ gələcəkdir. Ümumiyyətlə, duzların əmələ gəlməsi prosesi bu və ya başqa dərəcədə qalın halit layının çökməsi ilə tamamlanır. Bu hal hövzənin suyunun şirinləşməsindən və digər səbəblərdən doğa bilər. Daş duz laylarının özülündə gips deyil, anhidrid müəyyən olunur. Çünki gips yer səthindən yalnız 100150 m dərinliyə qədər davamlıdır. Dərinliyə getdikcə o suyunu itirərək anhidridə keçir. Nəhayət, duzlu su hövzələrinin tamamilə buxarlanması prosesi nəticəsində kalium və maqnezium duzlarının (karnallit $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, kizerit $MgSO_4 \cdot H_2O$, polihalit $K_2SO_4 \cdot 2CaSO_4$ $MgSO_4 \cdot 2H_2O$ və s.) çökməsi başlayır. Bu yolla kalium duzları yatağı əmələ gəlir. Bu duzlar (kalium) həddindən artıq böyük həll olma qabiliyyətinə malik olduqlarından və eroziyaya tez məruz qaldıqlarından, onların yataqları o zaman saxlanıla bilər ki, faydalı qazıntı kütlələri əmələ gələn kimi onlar dərhal gil təbəqələri ilə örtülmüş olsun. Bu, duz laylarını qrunt sularının təsirindən qoruyacaqdır.

K. Okseniusun fikrincə, getdikcə hövzənin dibində yerləşən qatı duzlu məhlulun səviyyəsi barın səviyyəsinə çatır. Daha sonra suyun səviyyəsindən yuxarı qalxmış bar buxtanı dənizdən ayırır və bu şəraitdə kalium duzları çökür.

Barlar hipotezinə ən yaxşı misal Xəzər dənizinin şərq sahilində yerləşən Qara-Boğaz-Qol körfəzidir. Körfəz 18 min km^2 sahəni tutur; onun maksimal dərinliyi 13 m-dir. Körfəz dənizdən ensiz qum «dili» vasitəsilə ayrılmışdır. Boğaz vasitəsilə bura hər il 18 mlrd. m^3 dəniz suyu daxil olur ki, ondan da təxminən 350 min t duz çökür. Körfəzdə suyun buxarlanması nəticəsində duzların konsentrasiyası (ilk öncə NaCl, $MgSO_4$, $MgCl_2$) Xəzər dənizindəki su ilə müqayisədə təxminən 20 dəfə artıq olur.

K. Oksenius öz hipotezini irəli sürərkən bir neçə cəhəti nəzərə almamışdır. Əvvəla, o, duzəmələgətirən hövzənin tektonik əyilmə prosesini nəzərə almır, bu halın hesabına isə duz layları çox böyük qalınlığa malik ola bilərlər. İkincisi, böyük sahələri tutan üfüqi yatmış duz layı kütlələri dənizdən ayrılmış xırda göllərdə yox, öz parametrlərinə görə dənizlərə cavab verən çox iri hövzələrdə əmələ gəlməlidir. Üçüncüsü, barlar nəzəriyyəsinin zəif yeri duz laylarında üzvi qalıqların rast gəlməməsidir. Məlumdur ki, dənizdən körfəzə daşınılan su axını özü ilə böyük miqdarda orqanizmlər, xüsusən balıqları gətirməli idi ki, onların da tələf olması nəticəsində qalıqları körfəzin dibində və başlıca olaraq suyun tökülən hissəsinin ağzında toplanmalı idilər. Onu da göstərmək lazımdır ki, hazırda bir sıra duz yataqlarında (Veliçka, Polşa; Slavyano-Artyomovsk, Donbas, Ukrayna və b.) fauna müəyyən edilmişdir. Nəhayət, duzların toplanması K.Okseniusun güman etdiyi kimi getmir.

Duzların məhluldan çökməsi sırasını hələ 1849-cu ildə Q. Uzilyo göstərmiş, sonralarsa Y.Vant-Qoff və digər tədqiqatçılar bu sıranı dəqiqləşdirmişlər. N.S. Kurnakov dəniz suyunun günəş şüalarının təsiri altında («günəş diaqramı») buxarlanmasını göstərmiş və fiziki-kimyəvi tədqiqatları ilə duzların çökmə ardıcıllığını dəqiqləşdirmişdir: 1) gips; 2) halit; 3) epsomit $MgSO_4 \cdot 7H_2O$; 4) heksahidrit $MgSO_4 \cdot 6H_2O$; 5) karnallit; 6) bişofit $MgCl_2 \cdot 6H_2O$.

Duz yataqlarının əmələ gəlməsi yer qabığının əyilməyə məruz qalan strukturları ilə bağlıdır. Bütün məşhur daş duz, kalium və maqnezium duzları, anhidrid və gips yataqları dağ ətəyi əyilmələrdə və ya platformaların sinklinal əyilmələrində əmələ gəlmişdir. Onlar Uralqabağı, Karpatqabağı, Zakarpat, Donetsk, Pireneyqabağı, Atlasqabağı, Skalistıye Qorı, Kordilyerqabağı və digər əyilmələrdə, Xəzəryanı, Dneprovsko-Donetsk, Moskva, Anqara-Lena, Vilyuy və digər sineklizlərdə, əyilmələrdə və platforma çökəklərində yaranmışdır. İri qazıntı daş və maqnezium-kalium duzları yataqlarının əksəriyyəti dəniz mənşəlidir.

b) Kolloid məhlulların çöküntüləri (dəmir, manqan və alüminium yataqları). Dəmirin, manqanın və boksitin çökmə yataqları əsas etibarilə kolloid məhlullardan və suspenziyalardan əmələ gəlir. Maddələrin mənbəyi bu yataqlar üçün kontinental aşınma qabıqları hesab olunur. Bu aşınma məhsulları dənizlərə daşınılaraq sedimentasiya prosesinə məruz qalır. Güman edilir ki, kolloid hissəciklərinin çökməsi ilə yanaşı maddənin bir hissəsi əvvəlcədən orqanizmlər

(bakteriyalar) tərəfindən də mənimsənilə bilərdi. Bu metalların dəniz yataqlarının əmələ gəlməsində bakteriyaların rolu bir o qədər də böyük olmamışdır. Dəmirin göl yataqlarına gəldikdə, burada bakteriya qalıqları müəyyən edilmişdir, lakin yataqların ölçüləri kiçikdir.

Əgər çöküntülərin dəniz dibində çökməsi prosesi zamanı oksidləşdirici-bərpaedici bölgü çöküntülərin səviyyəsindən xeyli aşağıda gedirsə, $Fe(OH)_3$ şəklində dəmir hidroksidləri çökür. Sonradan o, hidrohetitə, hetitə və limonitə keçir (məsələn, Kerç, Anqaro-Pitsk, Ayatsk yataqları, Rusiya; Klinton, ABŞ; Lotaringiya, Fransa). Bu cür yataqlarda filiz kütlələri oolit quruluşludur. Oolitlər hetitdən (hidrohetitdən), şamozitdən və sideritdən ibarətdir.

Manqan da özünü dəmir kimi aparır. Yüksək oksidləşmə potensialında əsas etibarilə oolit quruluşlu psilomelan və pirolüzit əmələ gəlir. Sahil xəttindən uzaqlaşdıqca, başqa sözlə, hövzə dərinləşdikcə və oksidləşmə potensialı azaldıqca oksid filizlərinin tərkibində xeyli miqdarda manqanit $MnO_2 \cdot Mn(OH)_2$ iştirak etməyə başlayır. Diagenez prosesi zamanı (pH-8,5-8,8 olanda və Eh mənfi göstəricilərlə səciyyələnəndə) manqanın oksid mineralları rodoxrozitə, manqanokalsitə və oliqonitə keçir. Manqan oksidləri filizlərindən təşkil olunmuş yataqlardan Çiaturini (Gürcüstan) və Nikopolu (Ukrayna), karbonat filizlərindən təşkil olunmuş yataqlardan isə Usinskini (Qərbi Sibir), Bolşetokmakskini (Ukrayna) göstərmək olar.

Manqan da dəmir kimi, çox vaxt isə dəmirlə yanaşı, göl və bataqlıq manqan və dəmir-manqan filizlərini əmələ gətirir. Bu yataqlar istər qədim, istərsə də müasir yaşlı ola bilər. Onlar, xüsusən şimal ölkələrində (Finlandiya, İsveç, Kanada) geniş yayılmışdır. Manqanın qədim göl-bataqlıq filizi yataqlarından Cənubi Uralda Abzelilovsk rayonunu və Altayı göstərmək olar.

Çökmə mənşəli boksit yataqlarının əmələ gəlməsi üçün Al_2O_3-ün mənbəyi laterit aşınma qabığı olmaya da bilər. Bununla belə, aşınma qabığı əsasi və ona yaxın tərkibli maqmatik süxurlar hesabına əmələ gəlmiş montmorillonit profilli olmalıdır. Başqa sözlə, boksitlər tropik və subtropik iqlim zonasının olmadığı yerlərdə də yaranır. Burada tam profilli laterit aşınma qabığı, ümumiyyətlə, əmələ gəlmir. Çökmə yolu ilə yaranmış alüminium yataqlarına misal Şimali Uraldakı Krasnaya Şapoçkanı, Cənubi Uraldakı Mejevoy Loqu, Qazaxıstanda Amangəldini və b. göstərmək olar.

6.4.3. Biokimyəvi-çökmə yataqlar

Bir sıra çökmə yataqlar əsas etibarı ilə orqanizmlərin həyat fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlir. Bu cür yataqlar biogen və ya biokimyəvi çöküntülər adını almışdır.

Əksər əhəngdaşı layları sözsüz ki, orqanizmlərin hesabına əmələ gəlmişdir. Məlum olduğu kimi, dənizlərdə yaşayan əksər orqanizmlərin qabıqları $CaCO_3$-dən təşkil olunmuşdur. Bu orqanizmlər tələf olduqdan sonra onların qalıqları dənizin dibində yığılaraq tədricən bərkiyir və əhəngdaşı süxurlarını əmələ gətirir.

Digər orqanizmlər sudan SiO_2-ni mənimsəyərək özlərinə silisium skeletləri qurur. Onlar diatomit və radiolyari adlanır. Bu orqanizmlərin tələf olmaları nəticəsində diatomlu lillər gəlir ki, onların da diagenetik bərkiməsi nəticəsində diatomit suxurları yaranır. Diatomit yataqları, adətən cavan yaşlı (müasir, dördüncü dövr, paleogen, neogen dövrləri) çöküntülərdə də qeyd olunur. Məsələn, Kaliforniyada, Uralın şərqində olan yataqlar paleogen yaşlıdır.

Qədim dövrlərin (əsasən, mezozoy) diatomitləri ciddi surətdə qrunt sularının təsirinə məruz qalır. Bu sular diatomit qabıqlarının silisiumunu həll edərək onları kollomorf opal kürəcikləri şəklində çökdürür. Bu yolla diatomitlərin fiziki xüsusiyyətlərini saxlayan trepel süxurları əmələ gəlir (məsələn, Smolensk vilayətinin trepel yataqları).

Beləliklə, əhəngdaşlarının, diatomitlərin və trepellərin əmələ gəlməsində orqanogen proseslər böyük rol oynayır. Eynilə, fosforit yataqlarının da əmələ gəlməsində bu proseslərin rolu böyükdür. Yer qabığında fosforun ilkin mənbəyi maqmatik süxurlardır. Burada o, apatit mineralı şəklində iştirak edir. Bu mineral püskürmə süxurların kimyəvi aşınması nəticəsində karbon qazlı səth suları vasitəsilə asanlıqla həll olunaraq çaylarla dəniz hövzələrinə aparılır. Burada fosfor heyvan və bitki orqanizmləri tərəfindən sudan mənimsənilir. Fəqərə sütunu olan canlıların skeletlərində və toxumalarında 58%-ə yaxın $Ca_3(PO_4)_2$ vardır.

Bir çox braxiopodlar, xərçəngşəkillilər, molyusklar, korallar və s. fosforla və florla zəngindir. Məsələn, obolus 36,5% P_2O_5 və 2,78% flor saxlayır.

Fosfat kütlələrinin əmələ gəlməsi dənizdəki orqanizmlərin kütləvi surətdə tələfatı nəticəsində baş verir. Belə hal transqressiya və

reqressiya zamanı mümkün ola bilər.

A.V.Kazakov, fosforitlərin kimyəvi çökmə mənşəyə malik olması hipotezini irəli sürmüşdür. Bu hipotezə görə fosforit yataqları isti dənizlərdə – boğazlarda əmələ gəlir.

Bəzi sərbəst kükürd yataqları da çökmə biokimyəvi mənşəlidir. Məsələn, *Beggiatoa* orqanizminin kütləsi 95%-ə qədər kükürd saxlayır. Bu orqanizmlər tələf olaraq hövzə dibində kükürd yığınlarını əmələ gətirir.

Biokimyəvi proseslər nadir hallarda iri çökmə vanadium yataqlarının əmələ gəlməsi üçün də böyük rol oynamışdır.

Biokimyəvi proseslərin uzun müddət davam etməsi nəticəsində bitumlar və kömürlü süxurlarda çökmə uran yataqları əmələ gəlir (Kolma, Cənubi İsveç).

Nəhayət, bir sıra sülb və maye faydalı qazıntılar da biogen mənşəlidir (kömür, yanar şist, neft).

Çökmə yataqların formalaşmasında ilkin maddə kimi çıxış edən çöküntülər müxtəlif dəyişmələrə məruz qalırlar. Belə ki, bəzi yataqlar üçün sənaye konsentrasiyalı faydalı komponentlərin toplanmasında əsas proses çöküntünün çökməsi və toplanması – *sedimentogenez* olmuşdur. Məsələn, daşduzun, çökmə mənşəli boksitlərin, $CaSO_4$-ün və digər növ mineral xammalın toplanmasını göstərmək olar. Bir sıra hallarda hələ kifayət qədər bərkiməmiş (litifikasiyaya məruz qalmamış) çöküntü kütləsi faydalı qazıntı kimi çıxış edir. Bura diatomit lillərini (Kareliyanın göllərində), sapropel lillərini, əhəngli balıqqulaqlarını və s. misal göstərmək olar. Digər qrup yataqlarda sənaye konsentrasiyalı faydalı qazıntı kütlələrinin formalaşması üçün sedimentogenez prosesi kifayət etmir. Yalnız litifikasiya mərhələsində, yəni çöküntü süxura çevriləndə, komponentlərin yenidən yerləşməsi gedir; bəzi elementlər konkresiyalar şəklində konsentrasiyalaşmağa başlayır. Bu yolla tərkibində 20-30% P_2O_5 saxlayan fosforit konkresiyaları əmələ gəlir. Nisbətən tökülən qumlu-gilli çöküntülərdə yerləşən bu konkresiyalar çox bərk olur və çöküntülərdən asanlıqla ayrılır. Beləliklə, ilk əvvəl sənaye əhəmiyyəti daşımayan, lakin yüksək miqdar fosfor saxlayan lillər sedimentogenezin ardınca gələn *diagenez* mərhələsində sənaye əhəmiyyətli yataqlar əmələ gətirir. Təxminən eyni yolla stronsium və digər mineral xammal yataqları da formalaşır. Bir sıra hallarda diagenetik proseslər filizin keyfiyyətini yaxşılaşdırır, lakin bəzən o, xammalın keyfiyyətinin aşağı düşməsinə də şərait yara-

dır. Məsələn, hesab edilir ki, diagenez prosesində pH 8,5-8,8 və Eh mənfi göstəricilərlə səciyyələnəndə manqan oksidləri onun karbonatlı (rodoxrozit, manqanokalsit) birləşmələrinə keçir. Manqanın karbonatları isə sənaye cəhətdən nisbətən az qiymətlidir. Diagenez mərhələsinə yəqin ki, dəniz dibində qələvi mühitdə vulkan küllərindən formalaşan bentonit gilləri də aiddir (Qumbri, Gürcüstan; Oqlanlı, Türkmənistan).

Süxurun (və ya filizin) litifikasiyası əsasən onun sıxlaşması, suyunu itirməsi və bir qədər tərkibini dəyişməsi ilə səciyyələnir. Bu prosesin gedişi mühitin pH-ın və Eh-ın dəyişməsi və təzyiqin artması ilə əlaqədardır.

Diagenez mərhələsini *katagenez* (və yaxud epigenez) mərhələsi əvəz edir. Bu mərhələdə süxurların büsbütün daşlaşması (litifikasiya) gedir. Süxurlarda katagenez mərhələsində baş verən proseslər əsas etibarı ilə yeraltı suların hərəkəti, yuxarıda yatan layların təzyiqi, mühitin pH və Eh-ı, temperatur şəraiti və digər faktorlarla əlaqədardır. Belə ki, bu mərhələdə təzyiq 80-90 MPa-ya, temperatur isə 90-100°C-yə çatır. Tərkibində, xüsusən çoxlu miqdarda CO_2, digər turşular, qələvilər və başqa komponentlər saxlayan sular elementləri bir süxurdan alıb digərində çökdürə bilər. Məsələn, yeraltı sular bəzi vulkanogen-çökmə və digər lay dəstələrində səpələnmiş uranı mənimsəyərək onu daş kömür laylarında çökdürür. Bu yolla uran yataqları formalaşır. Eyni yolla iri stronsium yataqları da yaranır. Spesifik biokimyəvi proses katagenez mərhələsində çox iri sərbəst kükürd yataqlarının əmələ gəlməsinə də səbəb olur. Katagenez bir sıra hallarda mineral xammalın keyfiyyətini yaxşılaşdırır, digər hallarda isə pisləşdirir.

6.4.4. Vulkanogen-çökmə yataqlar

Bu yataqlar geosinklinal və platforma dənizlərinin diblərində əmələ gəlir. Geosinklinalların inkişafının ilkin mərhələsində, dəniz hövzələrinə əsasi tərkibli lavaların axması zamanı axırıncıların hesabına və yaxud onlarla bağlı olan eksqalyasiyalardan dəmirin, manqanın və kolçedan filizlərinin vulkanogen-çökmə yataqları əmələ gələ bilər. Güman edilir ki, sonradan metamorfizləşmiş və bu səbəbdən metamorfogen qrupa aid edilən dəmirli kvarsitlər bu yolla əmələ gəlmişdir. Geosinklinallardan platformalara keçid təşkil edən və plat-

forma tektonik rejimində dəmirin, manqanın, qurğuşunun və sinkin vulkanogen-çökmə yataqları formalaşır. H.Şneyderhenin fikrincə, iri zolaqlı qırmızı dəmir filizinin vulkanogen-çökmə yatağı bu yolla əmələ gəlmişdir. AFR-ın Lan-Dil əyalətində yerləşən bu yataq «Lan-Dil tipli keratofirli dəmir filizləri» adını daşıyır. Filizləri rodoxrozitdən, qausmanitdən, braunitdən və psilomelandan təşkil olunmuş manqan yataqları da eyni genezisə malikdir (Qraubyunden, AFR; Qontsen, İsveçrə). Q.N. Şerbanın fikrincə, eynilə bu yolla dəmir-manqan və barit-qurğuşun-sink filizlərindən təşkil olunmuş Atasu (Mərkəzi Qazaxıstan) yatağı əmələ gəlmişdir. Rammelsberq (AFR) mis-qurğuşun-sink və Meqgen (AFR) pirit-sfalerit-barit filizləri yataqlarını da əksər geoloqlar vulkanogen-çökmə mənşəli hesab edir.

İsveç geoloqu R. Oftedal hesab edir ki, Norveçin kaledonidlərində aşkar edilmiş kolçedan yataqları vulkanogen-çökmə mənşəlidirlər. Onun fikrincə, kolçedan filizləri ağır metalların vulkan eksqalyasiyalarının dəniz dibinin çöküntülərində toplanması nəticəsində əmələ gəlmişdir. V.İ.Smirnov da Şimali Qafqazın kolçedan filizlərinin bu yolla əmələ gəlməsi fikrini söyləyir.

Vulkanogen-çökmə yataqlar bir sıra hallarda krater göllərində yerləşir. Məsələn, İndoneziyanın ən böyük krater mənşəli gölü olan Talqa-Bodasın dibində sərbəst kükürd kütlələri inkişaf tapmışdır. Vulkan ocaqlarının yaxınlığında yerləşmiş göllərdə də vulkanogen-çökmə yataqlar əmələ gələ bilər. Bu göllərə vulkanların fəaliyyəti nəticəsində yaranan məhsullar, məsələn, çoxlu miqdarda bor, kalium, maqnezium, soda və s. daşınılır. Bu zaman ya sülb məhsullarla səciyyələnən çökmə yataqlar, ya da sənaye əhəmiyyətli komponentlər daşıyan duzlu sulu (rapa) göllər formalaşır. Birinci qrup yataqlardan Krameri (ABŞ) göstərmək olar. Dünyanın ən məşhur bor yatağı olan Kramer göl çöküntülərində yerləşmişdir. İkinci qrup yataqlara misal Serls gölünün rapa yatağını göstərmək olar. Burada sənaye konsentrasiyalı bor, litium və kalium saxlanılır.

VII FƏSİL

METAMORFOGEN YATAQLAR

Metamorfogen seriyasına daxil olan yataqlar iki qrupa bölünür: 1. metamorfizləşmiş, 2. metamorfik.

Əgər metamorfizm prosesləri faydalı qazıntı yataqlarını az və ya çox dərəcədə dəyişirsə, lakin faydalı qazıntının əsas fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərini və sənaye istifadəsini dəyişmirsə, bu cür yataqlar *metamorfizləşmiş yataqlar* adlanır. Onlar regional və termal kontakt metamorfizm prosesləri nəticəsində əmələ gəlir.

Metamorfizm prosesi yeni faydalı qazıntı yataqlarını da yarada bilər. Bu ana qədər metamorfizmə məruz qalan süxurlar sənaye əhəmiyyəti doğurmur və yalnız onlarda minerallarn yenidən qruplaşması nəticəsində faydalı qazıntı kütlələri əmələ gəlir. Bu yataqlar *metamorfik yataqlar* adını daşıyır. Onlar da regional və termal normal kontakt metamorfizm nəticəsində əmələ gəlir.

Regional metamorfizm hidrostatik və bir istiqamətli təzyiqin, temperaturun və müxtəlif mənşəli, tərkibli və konsentrasiyalı sulu məhlulların təsiri nəticəsində baş verir. Regional metamorfizmin ən kənar forması ultrametamorfizmdir. Bu proses dəyişilən süxurların büsbütün və yaxud seçmə yolu ilə təkrar əriməsindən ibarətdir.

Temperaturun və təzyiqin artması ilə bağlı olan regional metamorfizm *düz* və ya *proqressiv* metamorfizm adlanır. Bu zaman baş verən reaksiyalar nəticəsində minerallardan su və karbon turşusu hasil edilir. Metamorfizm yüksək temperaturlu mineral assosiasiyalarının aşağı temperaturlu mineral assosiasiyaları ilə əvəz edilməsi ilə də nəticələnə bilər. Bu cür reaksiyalarda əksinə olaraq su və karbon turşusu udulur. Ona görə də metamorfizm *əks, reqressiv* metamorfizm və yaxud *diaftorez* adını daşıyır.

Metamorfogen yataqların əmələ gəlməsində, xüsusən proqressiv regional metamorfizmin rolu böyükdür. Belə ki, faydalı qazıntı kütlələrinin forması, quruluşu və tərkibi dəyişir, çox zaman onlar yastılaşdırılmış şəkil alır. Bu səbəbdən metamorfizləşmiş yataqlar laya, linzaya, lentə və damaraoxşar xalis və möhtəvi filiz kütlələrilə səciyyələnir. Metamorfizləşmiş filiz kütlələri çox zaman bir neçə km-ə, hətta bir neçə on km-ə uzanır, qalınlıqları isə bir neçə yüz metrə çatır. Mə-

sələn, dəmirli kvarsitlərdəki və ya itabiritlərdəki layaoxşar dəmir filizi kütlələrini göstərmək olar.

Metamorfizləşmiş yataqlar üçün xarakter tekstur kataklaz və preslənmədir. Xüsusən zolaqlı, şistli, büzməli, çeşməkli və şüalı teksturlar inkişaf tapır. Metamorfizm prosesi nəticəsində metakolloid teksturu kristallik tekstura çevrilir, incədənəli kristallar sıxlaşaraq qabadənəli kristallarla əvəz edilir. Filizlərin strukturu qranoblast, porfiroblast, lepidoblast, təbəqəli, vərəqəli, lifli və topa şəkilli olur.

Metamorfizm prosesi zamanı hidroksid birləşmələrinin oksidlərə çevrilməsi müşahidə olunur. Limonit və digər dəmir hidroksidləri hematitə, maqnetitə çevrilir; psilomelan və manqanit braunitlə, qausmanitlə əvəz olunur. Filizlərdə metalın faiz miqdarı artır, zərərli elementlər (P, S, As və b.) isə cüzi miqdar təşkil edir. Eyni zamanda az sıxlığa malik olan minerallar daha yüksək həcm çəkisilə səciyyələnən minerallarla əvəz edilirlər – markaziti pirit, vursiti sfalerit əvəz edir. İlkin şəffaf kvars, şüşə şəkilli və yaxud dənəvər kvarsa çevrilir.

Kontakt metamorfizm nəticəsində bornitin xalkopiritləşməsi baş verir, bornit-xalkopirit, sfalerit-xalkopirit, qalenit-kassiterit (tillit üzrə) parçalanma strukturları yaranır, dəmir saxlayan sulfidlərdə isə bəzən maqnetit əmələ gəlir.

Metamorfizm prosesini səciyyələndirərkən faydalı qazıntı kütlələrini yerləşdirən süxurların aşağıdakı xüsusiyyətlərini nəzərə almaq lazımdır:

1. *Başlanğıc maddə.* Başlanğıc süxurların püskürmə və ya çökmə mənşəli olmasından asılı olaraq onlar orto- və ya parametamorfik süxurlar adlanırlar. Çox zaman bəzi püskürmə və çökmə süxurların kimyəvi tərkibi təxminən eyni olur, lakin mineral tərkibləri və strukturları, demək olar ki, həmişə fərqlənir. Buna uyğun olaraq, onların hesabına əmələ gəlmiş metamorfik süxurlar da bir-birindən seçilirlər. Kristallik özül sahəsində intruziv və yan süxurlar arasında çox geniş keçid zonaları inkişaf tapır. Metamorfizləşmiş bu cür keçid əmələgəlmələri *qatışıq qneyslər* və yaxud *amfoqneyslər* adını almışdır.

2. *Metamorfizmin növləri.* Geoloji əməlgəlmə prosesləri və xarici əlamətlərinə görə dörd əsas qrup süxurlar ayırmaq olar:

a) termometamorfik süxurlar və ya termik kontakt zonasının süxurları, qısaca olaraq *termik kontakt süxurlar*;

b) normal metamorfik süxurlar; ağırlıq qüvvəsi və kinetik metamorfizm və habelə dislokasiya və regional metamorfizm nəticəsində

əmələ gəlir və *kristallik şistlər* adlanır;

c) xeyli miqdar maddənin gətirilməsi ilə bağlı olan *inyeksion süxurlar, metablastik və anatektik süxurlar* və nəhayət, *palingenez qranitləşmiş süxurlar.*

ç) *polimetamorfik süxurlar*; onların əmələ gəlməsində yuxarıda adları çəkilən bir neçə metamorfizm prosesi iştirak edir.

3. *Metamorfizm dərəcəsi.* Eyni bir başlanğıc kimyəvi tərkibli metamorfizləşmiş süxur fiziki faktorların dəyişmə intensivliyindən asılı olaraq müxtəlif tipomorf mineral tərkiblər əmələ gətirirlər. Lakin bu cür bölüm qismən aparılmışdır və heç də bütün başlanğıc süxurların kimyəvi tərkiblərini əhatə etmir və bu səbəbdən bizim xülasə üçün epi-, mezo- və katametamorfik süxurlar bölgüsünü aparmaq kifayətdir.

4. *Struktur.* Ümumi şəkildə aşağıdakı növ strukturları ayırmaq olar.

a) *Relikt strukturlar.* Metamorfizləşməyəqədərki mineral komponentləri bəzi yerlərdə qorunmuşdur və dəyişməyə məruz qalmamışdır və yaxud dəyişilmədən sonra metamorfizləşməyəqədərki quruluş forması hələ də müəyyən edilə bilir (məsələn, süxurun laylılığı, çınqılın xüsusiyyəti, vulkanik struktur axmanın izləri və s.).

b) Yeni mineral tərkibin *böyümə strukturu. Kristalloblastik struktur* adlanır. O, əvvəlki bərk mineral tərkibin hüdudlarında və onun hesabına yeni mineral «tumurcuqlarının» və «böyümələrinin» əmələ gəlməsi nəticəsində mümkün olur. Bunun nəticəsində təkrar kristallaşma və əksər hallarda habelə təkrar minerallaşma baş verir.

v) *Oriyentirləşmiş strukturlar.* Metamorfizmin kinetik faktorları ilə şərtlənmişdir. Bu proses «şistləşmənin» formalaşmasına təxminən uyğun gəlir. Komponentlərin strukturunun oriyentirləşməsindəki əsas proses deformasiya hesab edilir. Oriyentirləşmiş strukturları petrotektonik analiz vasitəsilə öyrənilir.

Metamorfizləşmiş süxur və yataqların mineralları

Metamorfizləşmiş yataqları təsvir edərkən faydalı qazıntını yaradan səciyyəvi minerallarının adlarını səkməmək olmaz. 7 saylı cədvəldə yalnız oksid və silikat minerallarının adları verilmişdir. Onlara, həmçinin qrafit, kalsit və kvars kimi geniş yayılmış «keçici» minerallar da əlavə edilmişdir. Mikroskop altında müşahidə edilən bəzi sulfidləri çıxmaq şərtilə, sulfidlər az tipomorfdurlar. Beləliklə, 7-ci cəd-

vəldə göstərilən minerallar başlıca metamorfik mineralların tərkibi haqqında əyani təsəvvür yaratmaq məqsədi güdür.

Vizual şəkildə metamorfik süxurların aşağıdakı qruplarını ayırmaq olar:

I. Termik kontakt süxurlar,

II. Kristallik şistlər (yüklənmə, dislokasiya və regional metamorfizm nəticəsində yaranan),

III. İnyeksiya, anatektik, miqmatitləşmiş və qranitləşmiş süxurlar.

Cədvəl 7

Metamorfizləşmiş yataqların başlıca silikat və oksid mineralları

Olivin qrupu	Forsterit	Mg_2SiO_4
	Fayalit	Fe_2SiO_4
	Olivin	$(Mg, Fe)_2SiO_4$
	Knebelit	$(Mn, Fe)_2SiO_4$
	Tefroit	Mn_2SiO_4
	Montiçellit	$CaMgSiO_4$
	Xondrodit	$Mg_5Si_2O_8(OH)_2$
	Andaluzit	Al_2SiO_5
	Disten	Al_2SiO_5
	Sillimanit	Al_2SiO_5
	Stavrolit	$Al_4FeSi_2O_{10}(OH)_2$
Qranat qrupu	Pirop	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$
	Almandin	$Fe_3Al_2(SiO_4)_3$
	Spessartin	$Mn_3Al_2(SiO_4)_3$
	Qrossulyar	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$
	Andradit	$Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$
	Epidot	$Ca_2(Al, Fe)_3(SiO_4)_3OH$
	Pyemontit	$Ca_2(Al, Mn, Fe)_3(SiO_4)_3OH$
	Soizit	$Ca_2Al_3(SiO_4)_3OH$
	Kordiyerit	$Mg_2Al_4Si_5O_{18}$
	Vezuvian	$Ca_{10}(Mg, Fe)_2Al_4Si_9O_{54}(OH)_4$
Avgit qrupu	Vollastonit	$CaSiO_3$
	Rodonit	$MnSiO_3$
	Diopsid	$CaMgSi_2O_6$
	Hedenbergit	$CaFeSi_2O_6$
	Salit	$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$
	Şefferit	$Ca(Mn, Mg, Fe)Si_2O_6$
	Jadeit	$NaAlSi_2O_6$
	Enstatit	$MgSiO_3$
	Bronzit	$(Mg, Fe)SiO_3$

Birinci və ikinci qrup süxurların qısa səciyyəsi 8 və 9-cu cədvəllərdə verilmişdir.

Termik kontakt süxurlar. Bütün kontakt süxurlar dənəvər və yaxud qabadənəvərdirlər. İncədənəvər kontakt süxurlar buynuz süxurları adlanır, onlarda əvvəldən əldə edilmiş şistlilik yoxdur; laylılıq, inyeksiyalar, habelə struktur və teksturun digər elementləri saxlanıla bilər.

Kristallik şistlər. Cədvəl 9-da makroskopik seçilən kristallik şistlərin tipləri göstərilmişdir. Onların vulkanik və ya çökmə süxurlardan əmələ gəlməsi müəyyən edildiyi halda metamorfik süxurlara müvafiq olaraq «orto» və ya «para» sözləri əlavə edilir. Üç komponentin (SiO_2, Al_2O_3, CaO) qarşılıqlı əlaqəsi süxurun ümumi kimyəvi tərkibini sadə şəkildə təyin edir. Monomineral süxurlar-əhəng daşları, dolomitlər və qumdaşları cədvələ daxil edilməmişdir; onların dəyişməsi hesabına mərmər, serpentinitləşmiş və olivinləşmiş mərmər və kvarsitlər yaranır.

İnyeksion, anatektik, miqmatitləşmiş və qranitləşmiş süxurlar. Bu süxurların aşağıdakı yarımqruplarını ayırmaq olar: 1) İnyeksion qneyslər; 2) Metablastik qneyslər; 3) Anatektik süxurlar: a) metatektik, b) diatektik; 4) Palingenez qranitlər və digər palingenez süxurlar; 5) Polimetamorf süxurlar.

Cədvəl 8

Başlıca termik kontakt süxurlar

İstinad süxurları	**Dəyişmə dərəcəsinin çoxalma ardıcıllığı ilə yerləşmiş kontakt süxurlar**
Qumdaşları	Kvarsitlər
Gilli süxurlar Şistli gillər Gilli şistlər	Ləkəli gil şistləri→düyünlü gil şistləri→mikalı buynuzdaşlı süxurlar ± kordiyerit, andaluzit və qranat
Mergel	Əhəngli silikat süxurları: qranat→şüalı daş→ hedenbergit → epidot → plagioklazlı süxurlar
Əhəngli qumdaşları	Əhəngli-silikatlı buynuzdaşı süxurları və əhəngli-silikatlı süxurlar: qranat-vollastonit-vezuvian-diopsid süxurları
Əhəngdaşları	Mərmər
Dolomitlər	Serpentinitləşmiş mərmər; xondrodit-forsterit-montiçellitli mərmər («ofikalsit»)

Cədvəl 9

Regional metamorfizm nəticəsində əmələ gələn kristallik şistlər

İlkin vulkan süxurları	Qranitlər Porfirlər Riolitlər	–	Əhəngli-silikatlı kontakt süxurları, Əhəngli qumdaşları	Dioritlər Porfiritlər Andezitlər	Qabbro Diabazlar	Piroksenitlər Peridotitlər
İlkin çökmə süxurlar	Arkozlar, Çöl şpatlı qumdaşları Qarışıq qumdaşları	Gilli süxurlar Qrauvaklar		Mergel		–
SiO_2						
Al_2O_3						
CaO						
Zəif dəyişmə (epimetamorfik süxurlar)	Porfiroidlər Serisit-albit şistləri Serisitləşmiş kvarsitlər	Serisitli fillitlər Serisit-xloritli fillitlər	Kvarslaşmış mərmər Kalsitləşmiş kvarsitlər Əhəngli fillitlər	Epidioritlər Serisit-albitli şistlər	Epiqabbro	Talklı şistlər Xloritli şistlər Xlorit-epidotlu şistlər Serpentinlər
				Epidot-xlorit şistləri Aktinolitli şistlər Amfibolitlər Nefritlər		
Nisbətən güclü dəyişmə (mezometamorfik süxurlar)	Kvarslı- mikalı şistlər Leptitlər Gelleflint	Mikalı şistlər	Əhəngli-mikalı şistlər Epidotlu süxurlar Tremolitli süxurlar	Buynuzaldadıcılı plagioklazlı qneyslər Biotit-plagioklazlı qneyslər Qranatlı amfibolitlər		Buynuzaldadıcı şistləri
Güclü dəyişmə (katametamorfik süxurlar)	Muskovitli qneyslər Biotitli qneslər Buynuzaldadıcılı qneyslər Qranulitlər	Biotitli qneyslər Sillimanitli qneyslər Kordiyeritli qneyslər Andaluzitli qneyslər Qranatlı qneyslər	Diopsidli və hedenbergitli süxurlar Vollastonitli süxurlar Vezuvianlı süxurlar	Avgitli şistlər Avgitli amfibolitlər Erlanlı süxurlar Eklogitlər Jadeitlər		Bronzitli süxurlar Enstatitli süxurlar Olivinli süxurlar Qranat-olivinli süxurlar

Fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraiti. Yer qabığı dərinliklərində süxur və yataqların mineral tərkibini və strukturunu əsaslı şəkildə dəyişən bütün dəyişmələr və yeniəmələgəlmələr metamorfogen prosesə aid edilir. Bu cür dəyişmələr tam və yaxud qismən, statik, dinamik və ya kinetik təbiətli olub, yeni maddələrin gətirilməsi ilə və yaxud onların iştirakı olmadan gedir; özü də bütün bu dəyişmə prosesində süxurlar bərk vəziyyətlərini, demək olar ki, qoruyub saxlayırlar.

Metamorfizmə məruz qalmış süxurlarda maye və qazaoxşar şəkildə maddələr də iştirak edir; onlar süxur məsamələrini doldururlar. Bu maddələrin çoxalması qismən yeni səfərbər olunmuş komponentlərin hesabına baş verir. Yalnız anateksis və palingenez proseslərində bərk süxurun bu və ya digər hissəsi maye halına keçir.

Silikatlarla müqayisədə sulfid parageneziseləri metamorfizm faktorlarına daha həssasdırlar. Bu səbəbdən metamorfizm prosesində silikatlar və sulfidlər arasında çox böyük fərq müşahidə olunur. Digər tərəfdən, yüksək temperatur, statistik təzyiq və ya hərəkətin kinetik təsiri nəticəsində dəyişən sulfid parageneziseləri yüksək temperaturlu hidrotermal, pnevmatolit və kontakt-pnevmatolit proseslərə o dərəcədə oxşar olurlar ki, onları çox zaman bir-birindən ayırmaq belə çətin olur. Lakin dəqiq diaqnostik tədqiqatlar bu yataqlar arasında böyük fərq olmasını nəzərə çarpdırır.

Beləliklə, metamorfogen yataqlara o yataqlar aid edilir ki, onlar əmələgəlmə vaxtları, yeri və səbəblərinə görə açıq-aydın metamorfizm əlamətlərini daşıyan yan süxurlarla bağlı olsunlar.

Metamorfizm faktorları və prosesləri. Metamorfogen yataqların formalaşması yüksək temperatur şəraitində baş verir. Proses bəzən su, karbon qazı, hidrogen sulfid və digər uçucu birləşmələrdən ibarət olan minerallaşdırıcıların iştirakı ilə yüksək təzyiqlə yanaşı gedir.

Temperaturun dəyişməsi. Bu və ya digər mineral paragenezisi yer qabığında nə qədər böyük dərinlikdə yerləşirsə, onu bir o qədər də yüksək temperatur şəraiti əhatə edir. Üstdə yatan lay dəstələri tərəfindən örtülən və yaxud dağəmələgəlmə prosesləri nəticəsində süxurların dərinliyə batması regional planda baş verir. Belə bir şəraitdə bəzi maddələr, xüsusən ağır metal birləşmələri onları əhatə edən mühitdən daha tez səfərbər ola bilirlər və buna görə də filiz metamorfizminin sırası (səfi) süxur metamorfizmi sırasını (səfini) qabaqlayır, yəni ondan əvvəl əmələ gəlir.

Temperaturun dərinlikdə xeyli artması maqmanın yuxarıdakı

süxur təbəqələrini yarıb keçməsi nəticəsində lokal (yerli) planda baş verir. Maqmatik təsir daha böyük sahələrə də nüfuz edə bilər, çünki böyük dərinlikdən qalxan maqmatik kütlədən ayrılan qaz, maqmatik buxar və məhlullar süxurlara hopurlar. Bu proses zamanı süxur komponentləri nadir hallarda, hətta büsbütün əriyə də bilərlər. Digər tərəfdən, tektonik proseslər nəticəsində əvvəldən dərinə batmış süxur və yataqların yenidən geri yuxarıya qalxması temperaturun aşağı düşməsi və mineral paragenezislərin əks istiqamətdə dəyişməsinə səbəb ola bilər.

Nəzəri və eksperimental olaraq müəyyən edilmişdir ki, regional metamorfizmin aşağı temperatur sərhədi (kaolinin davamlılıq həddinə görə) 450-500°C, aşağı temperaturdan orta temperatura keçid (xloritin yox olmasına görə) 600°C, orta temperaturdan yüksək temperatura keçid (muskovitin davamlılıq əyrisinə görə) 700-750°C, yuxarı temperatur sərhədi (piroksen və hiperstenin paragenezisinə görə) isə 900-950°C-dir.

C.Ferhugenin hesablamalarına görə, bu cür yüksək temperatur və ona uyğun olan dərinlik yalnız süxur lay dəstələrinin və burada yerləşən faydalı qazıntı yataqlarının dərinə batması ilə baş tuta bilməzdi. Məsələn, amfibol fasiyası süxurları üçün təxminən 20 K/km geotermik qradiyent əmələ gətirən Yerin istilik axını sıxlığının ($4-8\cdot10^{-2}$ Bt/m^2-na bərabər) yaranması üçün süxurların 30-40 km dərinliyə batması tələb olunur. Lakin, məsələn, Fransanın Mərkəzi platosunda səthdən cəmi 7 km dərinlikdə amfibol fasiyasının müşahidə olunması onu göstərir ki, metamorfizm prosesinin gedişinə təsir edən əsas istilik enerjisi mənbəyi Yer qabığının vaxtaşırı güclənən istilik axını olmuşdur. Əks təqdirdə, regional metamorfizmin yüksək fasiyaları (amfibol, qranulit, eklogit) yarana bilməzdi. Bu cür istilik axının qalxmasına radioaktiv parçalanma, tektonik deformasiyalar nəticəsində yaranan istilik generasiyası, böyük dərinlikli ekzotermik kimyəvi reaksiyalar və yəqin ki, qabıqaltı maqmanın yuxarıya qalxması səbəb olmuşdur.

Təzyiqin dəyişməsi. Mineral paraqenezislərinin dərinliyə gömülməsi və onların başqa süxurlarla örtülməsi yükləmə təzyiqinin və yaxud statik təzyiqin qalxmasına səbəb olur; geriyə qalxma nəticəsində təzyiq yenidən azalır. Maqmatik təsir nəticəsində temperaturun güclü şəkildə yerli və ya regional yüksəlməyə məruz qalmazından fərqli

olaraq, statik təzyiq dərinliyə getdikcə ümumən bərabər olaraq artır.

Mexaniki gərginlik. Bu gərginlik nəticə etibarı ilə hərtərəfli təzyiqlə şərtlənmişdir; o, öz növbəsində birtərəfli artıq təzyiqlə müşayiət olunur və süxurların və mineral aqreqatları hissələrinin daxili hərəkətinə səbəb olur ki, bu da bəzi mineralların deformasiyasına və ayrı-ayrı mineralların birinin digərinə nisbətən yerdəyişməsinə səbəb olur.

Regional metamorfizm zamanı təzyiqin böyüklüyü eyni kimyəvi tərkibli, lakin müxtəlif həcm çəkisinə malik olan mineralların və mineral paragenezislərin əvəz edilməsi ilə təyin olunur. Bu məqsədlə, məsələn, hipersten şistləri ilə eklogitlər, nefelinli və jadeitli süxurlar və bu kimi cütlüklər müqayisə edilir. Bu məlumatlara görə, təzyiq 1500-1700 MPa-ya çata bilər. V.Sobolev bu cür «təzyiq-temperatur» koordinatlarındakı qarşılıqlığın bərabərlik əyrilərini təhlil edərək belə bir nəticəyə gəlmişdir ki, kristallik şistlərin formalaşması 700-dən 200 MPa qədər arasında gedir. Bu təzyiq səviyyəsi təkcə süxurların və onların yerləşdirdikləri faydalı qazıntı kütlələrinin yer qabığına batması nəticəsində əldə edilə bilməzdi. Ona görə belə hesab edilir ki, süxur yükünün statik təzyiqi metamorfizm zamanı tektonik proseslərin dinamik gərginliyi və təzyiqi hesabına əsaslı şəkildə artır. Bu, yüksək temperaturlu rejimdə davamsız olan mineral kütlələrinin dehidratlaşması və dissosiasiyası zamanı qaz fazasının inkişaf tapması zamanı xeyli intensiv gedir.

Suyun rolu. Metamorfizm prosesində dörd əsas tip su iştirak edir: 1) metamorfizləşməmiş süxurların məsamə boşluqlarındakı su; 2) mineral-hidratlarla bağlı olan su; 3) dehidratlaşma nəticəsində yüksək metamorfizm pillələri zonasından aşağı metamorfizm pillələri zonalarına daxil olan su; 4) maqmatik mənşəli (yuvenil) su.

Su, metamorfizm prosesində bir sıra mühüm funksiyaları yerinə yetirir: 1) su buxarları yüksək təzyiq yaradaraq müvafiq metamorfizm fasiyasını əmələ gətirir; 2) su, metamorfik dəyişmələrin temperaturunu aşağı salır; 3) o, metamorfik dəyişmələrin gedişini dəfələrlə sürətləndirir; 4) metamorfizm prosesində mineralların kristallaşma qabiliyyətini artırır; 5) su, metamorfik reaksiyalarda iştirak edən kimyəvi birləşmələrin fəal həlledicisi kimi çıxış edir, seçmə yolu ilə birləşmələrin bir hissəsinin çıxarılmasını və təkrar çökdürülməsini təmin edir və metamorfogen yataqların formalaşmasında mühüm rol oynayır.

Karbon turşusunun rolu. Karbonatsaxlayan süxurların metamorfizmi zamanı karbon turşusunun parsial təzyiqi böyük əhəmiyyət daşıyır. D.Korjinskinin göstərdiyi kimi, karbon turşusu saxlayan minerallar dərinliyə getdikcə daha çox pozulduqlarından parsial təzyiq də artmış olur. Belə ki, metamorfizmin pilləsi böyüdükcə karbonatlar kalsium, manqan və dəmirlə daha kasıb olan silikatlar tərəfindən tədricən sıxılıb çıxarılırlar.

Metamorfizm faktorlarının geoloji proseslərdən asılılığı. Süxur və yataqların hər hansı bir yeniəmələgəlməsi və yaxud dəyişməsində olduğu kimi, metamorfizm də yer qabığının müəyyən hissəsində gedən ümumi proseslərə tabedir. Müvafiq olaraq, belə bir sual müzakirəyə çıxarılmalıdır: yuxarıda adları çəkilən metamorfizm faktorları hansı geoloji hadisələr zamanı daha intensiv olurlar ki, metamorfik süxur və yataqların əmələ gəlməsini şərtləndirirlər.

Geosinklinal əyilmə zamanı süxur kütlələrinin dərinliyə batması və onların digər süxur kütlələri ilə örtülməsi zamanı temperatur və təzyiqin qanunauyğun qalxması baş verir. Orogenez, nisbətən az epeyrogenez prosesləri də temperatur və təzyiqin artmasına səbəb ola bilər. Bir qayda olaraq, bu proseslər temperaturu 300°C-dən yuxarıya qaldırır; nadir hallarda temperatur 500°C-ə çatır.

Ümumiyyətlə, metamorfik süxurların bütün fasiyalarını iki qrupa bölürlər: *kontakt metamorfizm* və *regional metamorfizm.*

Kiçik dərinlikdə süxurların təmiz şəkildə dəyişməsi *statik metamorfizm* və yaxud *yüklənmə metamorfizmi*, bəzənsə *təkrar kristallaşma metamorfizmi* adlanır. Eyni proses süxur yüklənməsi və qaz fazasının təzyiqi altında böyük dərinliklərdə baş verirsə və bu zaman mexaniki gərginliklərin kinetik faktorları da eynilə iştirak edirsə bu, *regional metamorfizm*dir. Regional metamorfizmin altı fasiyası və onlara xas olan mineral assosiasiyaları ayrılır (cədvəl 10):

1) *seolit assosiasiyası* – 100-350°C temperatur və 300 MPa-dan artıq olmayan təzyiq şəraitində yaranır; bu metamorfik səviyyəyə sərbəst mis daşıyan seolit-xlorit assosiasiyası cavab verir (Yuxarı göl yatağı, ABŞ).

2) *yaşıl şistlər* – 300-550°C temperatur və 200-500 MPa təzyiq şəraitində yaranır; bu fasiyaya maqnetit-hematitli dəmirli kvarsitlər, kolçedan filizlərinin metamorfizləşmiş növləri, Vitvatersrand (CAR) və Blaynd River (Kanada) tipli qızıl-uran yataqları, qızıldaşıyan kvars-sulfid ştokverkləri, najdak, sıx və pulcuqlu qrafit, asbest, nefrit,

dağ bülluru kütlələri aid edilir;

3) *qlaukofan* – 350-600°C temperatur və 400-600 MPa təzyiqdə əmələ gəlir və manqan və sinkin silikat filizi yataqlarına, maqnetit-amfibol şistlərinə cavab verir;

4) *amfibol* – 600-800°C temperatur və 400-600 MPa təzyiqdə yaranır; bu fasiya ilə takonitlərin və itabiritlərin (Braziliyada İtabira dəmir yatağının adından götürülmüşdür) dəmir filizləri, platformaların kristallik süxurlarındakı sulfid filizi yataqları, kianit, diaspor, andaluzit və sillimanit yataqları, kembriyəqədər yaşlı kristallik komplekslərdəki keramik, mikalı və nadir metal peqmatitləri və habelə korund, qranat, floqopit, kristallik qrafit, apatit və lazurit yataqları assosiasiya əmələ gətirir;

5) *qranulit* – 700-1000°C temperatur və 600-900 MPa təzyiqdə əmələ gəlir; onunla amfibol-piroksen-maqnetit kvarsit, qranat, rutil yataqları bağlıdır;

6) *eklogit* – 600-800°C və 800-1200 MPa təzyiq şəraitində yaranır və rutil yığılmaları ilə səciyyələnir.

Cədvəl 10

Regional metamorfizm fasiyalarının doğurduğu metamorfogen yataqlar

Fasiya	Başlıca minerallar	Faydalı qazıntılar
Seolit	Kvars, albit, xlorit, pumpelliit	Sərbəst mis (Yuxarı göl tipli, ABŞ)
Yaşıl şist	Kvars, albit, biotit, muskovit, tremolit, xlorit, epidot	Maqnetit-hematitli kvarsitlər, qızıl və uran, kolçedanlar, najdak, sıx qrafit, asbest, nefrit, dağ bülluru
Qlaukofan	Kvars, spessartin, rodonit, bustamit, qlaukofan, egirin, jadeit, lavsonit, muskovit, epidot, xlorit, kalsit	Silikat manqan və sink filizləri; maqnetit-amfibol filizləri
Amfibol	Kvars, kianit, stavrolit, plagioklaz, qranat, buynuz aldadıcısı, diopsid, mika	Takonit və itabirit dəmir filizləri; sulfid filizləri; kianit, diaspor, sillimanit, andaluzit, korund, najdak, floqopit, kristallik qrafit, ilmenit, apatit, lazurit
Qranulit	Kvars, plagioklaz, çöl şpatı, buynuz aldadıcısı, diopsid, hipersten, qranatlar, sillimanit, biotit, rutil	Amfibol-piroksen-maqnetitli kvarsitlər, qranatlar, rutil
Eklogit	Omfasit, qranat, kianit, enstatit, rutil	Rutil (titan)

Yer qabığına soxulan maqmanın temperaturu, xüsusən onun təmasında xeyli artır. Burada o, bir qayda olaraq, 500-800°C temperatura çatır. Lakin burada yüklənmə azdır və qaz fazasının təzyiqi də-

yişkəndir. Belə temperatur təsiri nəticəsində süxurların dəyişməsi *termik kontakt metamorfizm* adını daşıyır. Kontakt metamorfizmə məruz qalmış süxurlar içərisində formalaşma temperaturunun yüksəlmə ardıcıllığı ilə dörd fasiya ayrılır: 1) albit-epidot-hornblend, 2) buynuz-aldadıcı-hornblend, 3) piroksen-hornblend, 4) sanidin.

Kristallik özülün daha dərin sahələrində intensiv maqmatik hopdurma təsiri altında temperatur daha çox qalxa bilər. İnyeksion metamorfizm zamanı maqmatik (və ya palingenez) ərintilərin layarası soxulması baş verir. Qaz, buxar və məhlulların diffuziv hopdurulması metasomatizmə, süxurların tərkibinin çox və ya az homogenləşməsinə və qismən, hətta başlanğıc süxurların əriməsinə səbəb olur. Bu yolla «metablastik metamorfoza» və yaxud «metablastezlər» yaranır. Bu prosesin son nəticəsi sırf termik təsir nəticəsində başlanğıc süxurların qismən əriməsi ola bilər. Bu proses *anateksis* adlanır. Bu məfhum altında anateksisin iki mərhələsi birləşdirilir – *metateksis* və *diateksis*. Süxurun tamamilə əriməsi isə *palingenez* adlanır. Metablastez və qismən anateksisi çox zaman *miqmatitləşmə*, palingenezi isə *qranitləşmə* də adlandırırlar.

Süxurların tektonik qalxması və yuxarıdakı çöküntülərin daşınılması nəticəsində aşağı temperaturlu sahələr çox və daha çox əks istiqamətdə kəsişirlər; bunun nəticəsində mineral tərkiblər və mineral paragenezislər əks çevrilməyə məruz qala bilərlər. Bu proses *diaftorez* adlanır.

Yalnız ən böyük dərinliklərdə digər yuxarıda sadalanan metamorfik proseslərlə yanaşı, təzyiqin statik qalxması elə yüksəkliyə qalxa bilər ki, əsaslı şəkildə əhəmiyyət daşıya bilsin.

Adları çəkilən metamorfik proseslərdə kinetik gərginliklər və mexaniki deformasiyalar çox və ya az dərəcədə əhəmiyyətli rol oynayırlar. Onlar xüsusən inyeksion metamorfizm zamanı böyük rol oynayırlar, baxmayaraq ki, metamorfizmin digər növlərində bu faktorlar təzahür etmir və yaxud arxa plana keçirlər. Onlar yer qabığında daima mövcud olan sıxılma və gərilmə gücü gərginliklərinin təsiri altında hərəkətə gəlir və süxur blokları nə qədər qədimdirlərsə, onlara bir o qədər güclü təsir edirlər. Beləliklə, onlar əksər hallarda «kristallik özül sahəsində», xüsusən intensiv və regional təsirə malik olmuşlar. Orogen zonaların örtük süxurlarında onların təsiri nisbətən məhdud olmuş və yalnız ayrı-ayrı sahələrdə təzahür etmişlər. Bu cür, əsasən kinetik gərginlik və mexaniki deformasiyalar hesabına yaranan meta-

morfizm *kinetik* və yaxud *mexaniki metamorfizm* adlanır. Daha intensiv statik təzyiqə uyğunlaşmış lokal təsir edən metamorfizm *dislokasiya metamorfizmi* və yaxud *dinamometamorfizm* adlanır.

Geoloji əmələgəlmə şəraiti. Regional xüsusiyyət daşıyan metamorfogen yataqlar çox böyük dərinlikdə yüksək temperatur və təzyiq şəraitində əmələ gəlir. Bu cür şəraitdə maddələrin plastik deformasiyası onların kövrəkliyi üzərində üstünlük təşkil edir. Süxurların kövrək və plastik deformasiyalarının üstünlük təşkil etdikləri zonalar arasında sərhəd A. Geymə görə 2600 m, R. Van-Xayza görə isə 12000 m dərinlikdə keçir. Bu səbəbdən regional metamorfizləşmiş faydalı qazıntı yataqları üçün izoklinal qırışığı mürəkkəbləşdirən güclü sıxlaşdırılmış, şistləşmiş tektonik zonaların strukturları xasdır. Bu yataqlar üçün sürümə, axma və sürüşmə qırışıqlıqları və onları müşayiət edən intensiv klivaj və şistlənmə də səciyyəvidir. Bütün bunların nəticəsində çoxlu bir-birinə paralel olan uzununa istiqamətlənmiş çatların səthi boyu sürüşmələr baş verir, A- və B-tektonitlər yaranır. Eyni zamanda filiz kütlələri yastılaşaraq yan süxurların ümumi sıxılması boyu dartılır. Əvvəldən mövcud olan qeyri-uyğun təmasların hamarlaşması nəticəsində isə filiz kütlələri onları yerləşdirən metamorfik lay dəstələri ilə uyğun yatım görünüşünü əmələ gətirir.

Regional metamorfizləşmiş yataqların strukturları filizlərin ilkin toplanmasından sonra formalaşır və adətən bu və ya başqa dərəcədə onları təşkil edən maddələrin təkrar qruplaşması ilə yanaşı gedir.

7.1. Metamorfizləşmiş yataqlar

Regional metamorfizləşmiş yataqlar. Regional metamorfizləşmiş yataqlarda başlıca olaraq filiz faydalı qazıntılarına (dəmir, manqan, qurğuşun, sink, mis, qızıl, uran) rast gəlinir, qeyri-filizlər isə azdır (fosfor və s). Onlar kembriyəqədər və bir qədər aşağı paleozoy yaşlı (məsələn, Uralın sumbata daşı) yataqları metamorfik çöküntülər içərisində yerləşir. Bu yataqlar ilk əvvəl ekzogen şəraitdə çökmə yolu ilə əmələ gəlmişdir. Ekzogen şəraitdə davamlı olan kolloid hidratları və su ilə zəngin olan birləşmələr metamorfizm nəticəsində suyunu itirərək susuz mineral birləşmələrinə (hematit, maqnetit, braunit, qausmanit və s.) çevrilir. Regional metamorfizləşmiş filiz yataqlarından SSRİ-də Krivoy Roqu və KMA-nı, Yuxarı gölü (ABŞ), Labradoru

(Kanada) (dəmir), Braziliyanı və Hindistanı (manqan), Avstraliyada Broken-Xilli (qurğuşun və sink), Cənubi Afrikada Vitvatersrandı (qızıl və uran) və b. göstərmək olar.

Kontakt metamorfizləşmiş yataqlar. Bu yataqlar intruziv süxurların təmasında əmələ gəlmiş skarnlardan bəzən çətinliklə ayrılır. Bu yolla bəzi dəmir, qrafit, korund və sumbata yataqları əmələ gələ bilər. N. V. Pavlov göstərir ki, Baleinskoye (Zabaykal) dəmir yatağında qranit intruziyasının təsiri nəticəsində boz dəmir filizi linzası maqnetit filizlərinə çevrilmiş və uyğun yatmış skarn kütlələrinə oxşar forma almışdır. Eyni yolla Kovarı (Polşa), Osteroder (AFR), Mansye (İsveç), Qunflit (ABŞ) və i. a. dəmir yataqları formalaşmışdır. Termal kontakt metamorfizm habelə Qaratau silsiləsinin (Qazaxıstan) fosforit daşıyan çöküntülərinin apatitə çevrilməsinə səbəb olmuşdur. Burada da metamorfizmi qranit intruzivi doğurmuşdur.

7.2. Metamorfik yataqlar

Metamorfik yataqlar istər kontakt, istərsə də regional metamorfizm nəticəsində əmələ gəlir. Qeyd etdiyimiz kimi, bu ana qədər yataqları əmələ gətirən süxurlar sənaye əhəmiyyəti daşımır. Məsələn, regional metamorfizm nəticəsində gil şistlərinin taxtapuş (örtük) şistlərinə çevrilməsini göstərmək olar (Larskoye, Krasnoya Polyana, Şimali Qafqaz; Atlyanskoye, Ural). Və yaxud sənaye cəhətdən az qiymətli incədənəli əhəng daşlarının regional və qismən kontakt metamorfizmi nəticəsində çox qiymətli mərmər yataqları əmələ gəlir (Ufaleyskoye, Ural və b.). Çökmə boksit yataqlarının və boksitəoxşar gillərin regional metamorfizmi nəticəsində hidrotermal proseslərin xeyli iştirakı ilə metamorfik sumbata yataqları əmələ gəlir (Prriirtyaş, Ural; Tamdinskoye, Karakalpakiya; Berdinsk, Qərbi Sibir; Naksos adasının yataqları, Yunanıstan). Gil şistlərinin regional metamorfizmi zamanı Al_2O_3-ün əvəzinə kianit, sillimanit və yaxud andaluzit əmələ gəlir və eyniadlı şistlər yaranır. Onlar əlvan metallurgiyada, odadavamlı, sənayedə qiymətli xammaldır (Keyv, Kola y. a.; Xizovara, Şimali Kareliya; Kyaxtinskoye, Buryatiya). Daş kömür yataqlarının metamorfizmi zamanı əsasən püskürmə süxurlarının yüksək temperaturunun təsiri altında, kömür qrafitə çevrilir. Qrafit artıq yanar faydalı qazıntı hesab edilmir, çünki kömürə xas olan bütün ilkin xüsusiyyətlər dəyişmişdir. Lakin qrafit tökmə, rəng, karandaş, sürtkü və digər sə-

naye sahələri üçün qiymətli xammaldır (Tunquska, Qərbi Sibir; Poltavskoye, Boyevskoye, Şərqi Ural).

Metamorfik yataqların formalaşması üçün dərinlikdə istilik axınının, tektonik proseslər hesabına inkişaf edən təzyiqin (dinamometamorfizm), yuxarıda yatmış süxurların statik təzyiqinin, müxtəlif minerallaşdırıcılar saxlayan suyun, karbon turşusunun və s. böyük əhəmiyyəti vardır.

ƏDƏBİYYAT

Əsas ədəbiyyat

1. *Авдонин В.В., Старостин В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Издательский центр «Академия», 2010
2. *Babazadə V.M.* Filiz və qeyri-filiz faydalı qazıntı yataqları. Bakı: Maarif, 1986
3. *Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования / В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР, 1953.
4. *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.
5. Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968.
6. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых, изд. 1 и 4. М.: Недра, 1965, 1982.
7. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989.
8. *Татаринов П.М., Карякин А.Е., Голиков А.С., Дыбков В.Ф. и др.* Курс месторождений твердых полезных ископаемых. Л.: Недра, 1975.

Əlavə ədəbiyyat

9. *Вахромеев С.А.* Месторождения полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1961
10. *Деменицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975
11. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976
12. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974
13. *Пейве А.А., Турко Н.Н., Сколотнев С.Г. и др.* Тройное сочленение Буве, особенности строения и эволюции // Труды ГИН РАН. Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999
14. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. М.: Недра, 1979
15. *Хаин В.Е.* Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерагенезе // Геология рудных месторождений. 2003, т.42, №5
16. *Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion // Geophys., J.R.Astr., Soc. 43, 1975
17. *Turcotte D.L., Oxburgh E.R.* Intra-plate volcanisms. Phil. Trans. R. Soc. London, 288A, 1978
18. *Schubert G., Yuen D.A., Turcotte D.L.* Role of phase transitions in a dynamic mantle // Geophys., J. R. Astr., Soc. 43, 1975
19. *McElhinny M.W.* Palaeomagnetism and plate tectonics. Cambridge University Press, 1973

MÜNDƏRİCAT

Müqəddimə **3**

I fəsil. Yerin əmələ gəlməsi, daxili quruluşu və inkişafı **5**
1.1. Mantiya və okean qabığı ..... -
1.2. Dinamik mantiya 15
1.3. Qitə qabığı 29
1.4. Paleomaqnit qütblərin dolaşma əyriləri 74
1.5. Yer qabığının istiqamətlənmiş inkişaf tarixi və bəzi mülahizələr 85

II fəsil. Faydalı qazıntılar və onların inkişaf tarixi **90**
2.1. Ümumi anlayışlar ..... -
2.2. Faydalı qazıntılar elminin qısa inkişaf tarixi 93

III fəsil. Faydalı qazıntı yataqlarının quruluşu və tərkibi **97**
3.1. Faydalı qazıntı kütlələrinin morfologiyası ..... -
3.2. Faydalı qazıntı kütlələrinin mineraloji tərkibi 106
3.3. Faydalı qazıntı kütlələrinin strukturu və teksturu 112
3.4. Faydalı qazıntı yataqlarının geoloji strukturları 116

IV fəsil. Faydalı qazıntı yataqlarının formalaşması **125**
4.1. Faydalı qazıntı yataqlarının seriyaları ..... -
4.2. Faydalı qazıntı yataqlarının əmələgəlmə dərinliyi və formalaşma müddəti 138

V fəsil. Endogen yataqlar **141**
5.1. Maqmatik yataqlar ..... -
5.2. Peqmatit yataqları 150
5.3. Karbonatit yataqları 157
5.4. Postmaqmatik yataqlar 161
5.5. Skarn yataqları 171
5.6. Hidrotermal yataqlar 182

VI fəsil. Ekzogen yataqlar **210**
6.1. Aşınma yataqları 211
6.2. Sulfid yataqlarının oksidləşməsi və təkrar zənginləşməsi 223
6.3. Səpinti yataqları 235
6.4. Çökmə yataqlar 256

VII fəsil. Metamorfogen yataqlar **267**
7.1. Metamorfizləşmiş yataqlar 279
7.2. Metamorfik yataqlar 280

Ədəbiyyat **282**

Vasif Məmməd Ağa oğlu Babazadə

FAYDALI QAZINTILARIN GEOLOGİYASI

Birinci hissə

Yerin əmələ gəlməsi, daxili quruluşu və inkişafı; yer qabığının başlıca struktur elementləri, modelləri, geoloji xüsusiyyətləri. Faydalı qazıntı yataqlarının əmələgəlmə və yerləşmə şəraitləri

Ali məktəblər üçün dərslik

Nəşriyyat redaktoru: Məryəm Qədimova

Çapa imzalanmışdır 07.01.2013. Kağız formatı 70x100 1/16.
Sifariş 01, Həcmi 17,75 ç.v. Sayı 350.

«Bakı Universiteti» nəşriyyatı, Bakı, AZ 1148, Z.Xəlilov, 23.