

УДБД
552
Д-75

T. N. Dolimov

PETROLOGIYA



TOSHKENT-2013

**O'ZBEKISTON RESPUBLIKASI OLIY VA O'RTA MAXSUS TA'LIM
VAZIRLIGI**

**MIRZO ULUG'BEK NOMIDAGI O'ZBEKISTON MILLIY
UNIVERSITETI**



T.N.Dolimov

PETROLOGIYA

*O'zbekiston Respublikasi Oliy va o'rta maxsus ta'limi vazirligi
tomonidan 140000 - Tabiiy fanlar ta'lim sohasining
5A140804-Mineralogiya, kristallografiya, petrografiya
mutaxassisligi uchun o'quv qo'llanma sifatida tavsiya etilgan*

**«Sano-standart» nashriyoti
Toshkent – 2013**

UDK: 552 (075)
KBK: 26.31.73

Muallif:

T.N.Dolimov

Mas'ul shaxs:

Xalbay Djangirovich Ishbayev

Muharrir:

Abdumurod Tilavov filologiya fanlari nomzodi

Taqrizchilar:

R.L.Koneyev – geologiya-mineralogiya fanlari doktori, O'zMU professori

A.I.Usmanov – geologiya-mineralogiya fanlari nomzodi, O'zFA GGI

Mazkur o'quv qo'llanma professor T.N.Dolimov tomonidan universitetlarning geologiya fakultetlari magistr'lari va tadqiqotchi-izlanuvchilari uchun tayyorlangan. O'quv qo'llanma 4 ta bobdan iborat bo'lib, magmatik, metamorfik va metasomatik jarayonlar hamda magmatik jaryonlar bilan bog'liq geodinamik vaziyatlar va sharoitlar keng yoritilgan.

Petrologiya/ T.N.Dolimov – Toshkent: «Sano-standart» nashriyoti, 2013. – 160 bet.

UDK: 552 (075)
KBK: 26.31.73

ISBN 978-9943-4109-5-4

© **T.N.Dolimov**

© «Sano-standart» nashriyoti, 2013

MUQADDIMA

Petrologiya – petrografiyaning nazariy qismi bo'lib, tog' jinslarining kelib chiqishi, hosil bo'lish sharoiti, shakllanish vaqti va ma'danlashuvga bo'lgan ixtisoslashuvini o'rganadi.

Petrologiya fani XX asrning o'rtalarida ilk rivojlanish bosqichini boshladi (A.Xarker, N.L.Bouen, R.A.Deli, Dj.V.Tirrel, P.Eskola, F.Yu.Levinson-Lessing, A.N.Zavaritskiy, D.S.Korjinskiy, V.S.Sobolev, O.A.Bogatikov va boshqalar).

Hozirgi kunda petrologiya juda rivojlangan ko'p tarmoqli fan bo'lib, uning bir qator yo'nalishlari mavjud.

Eksperimental petrografiya. Tog' jinslarining, ularni tashkil qiluvchi minerallarning kelib chiqishi tajribalar orqali o'rganib kelinmoqda. Umuman olganda, tog' jinslarining paydo bo'lishining bir necha xil modellari ana shu tajribalar asosida yaratilgan. N.L.Bouen, O.F.Tattl, D.S.Korjinskiy, V.A.Jarikov, N.I.Xitarov, Ye.F.Osborn va boshqa yirik olimlarning tadqiqotlariga ko'ra magmalarning turlari, ularning qaysi sharoitda hosil bo'lganligi, magma rivojlanishida uchuvchan moddalarning, harorat va bosimning ahamiyati va bir qator shu kabi dolzarb masalalar aniqlangan. Bu yo'nalish, ko'pincha, «fizik-kimyoviy petrologiya» deb yuritiladi.

Petrologiyaning yana bir yirik yo'nalishlaridan biri – bu tog' jinslarining tarkibi, yoshi va tektonik jihatdan tutgan o'rniga qarab xilma-xil tabiiy uyushmalar - formatsiyalarni ajratishdir. Formatsion tahlil deb nomlangan bu yo'nalish hozirgi vaqtda yer po'sti tarixini tiklash, uning rivojlanish qonuniyatlarini o'rganishda asosiy omillardan biri bo'lib, tarixiy geologiya, tektonika va petrologiyani birlab bilan uzviy ravishda bog'lab turadi. Ayniqsa yangi geodinamik nazariyalar, yer po'stining tarixini tiklashda formatsion tahlilning ahamiyati katta. Tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, har bir geodinamik vaziyatga (okean, rift, qit'alarining faol va sust chekkalari, orollar yoyi) faqat shu vaziyatga xos bo'lgan muayyan formatsiyalar mavjud. Bulardan tashqari, kosmik petrografiya (Oy va boshqa sayyoralaridagi tog' jinslarining tarkibini o'rganish), paleovulqonologiya, geologik petrologiya kabi yo'nalishlar mavjud.

Geologiyada magmatik tog' jinslarining mutlaq yoshini aniqlash juda katta ahamiyatga egadir. Jinsning yoshini bilmasdan turib, hech qanday ilmiy va amaliy xulosa qilish mumkin emas. Shuning uchun petrografiya va fizika o'rtasida geoxronologiya fani rivojlandi. U, Th, K, Ar, Rb, Sr, Nd, Sm kabi elementlar izotoplarining tarqalish qonuniyatlarini o'rganib, magmatik tog' jinslarining mutlaq yoshini aniqlash usullari bir qator olimlar tomonidan ishlab chiqilgan.

Mazkur o'quv qo'llanma Mirzo Ulug'bek nomidagi O'zbekiston Milliy universiteti geologiya fakultetining «Geokimyo, mineralogiya va petrografiya» kafedrasida yaratilgan bo'lib, uning yaratilishida kafedra professori X.D.Ishbayev, dotsent A.I.Usmanovlarning mehnati katta bo'ldi.

Minerallarning qisqartma ro'yxati

Albit	Ab	Muskovit	Mus
Amfibol	Amf	Nefelin	Nef
Arfvedsonit	Arv	Olivin	Ol
Andaluzit	And	Oligoklaz	Olg
Ankerit	Ank	Ortopiroksen	Opx
Biotit	Bi	Periklaz	Per
Gastingsit	Gst	Piroksen	Px
Gematit	Gem	Plagioklaz	Pl
Dolomit	Dol	Plagioklaz (anortit molekulasining miqdori 40%)	Pl ₄₀
Kaltsit	Ka	Ribekit	Rib
Kvars	Kv	Rogovaya obmanka	Hrb
Klinopiroksen	Cpx	Siderit	Sid
Kianit	Ky	Sillimanit	Sill
Magnetit	Mt	Topaz	Top
Mikroklin	Mik	Forsterit	Fo

1-bob. MAGMATIK JARAYONLAR

Tog' jinslarining tuzilishi va tarkibi jihatdan rang-barangligi, birinchi navbatda, magmalarda sodir bo'layotgan yoki bo'lib o'tgan bir qator jarayonlar bilan bog'liq. Magmaning sovib borishi, undagi haroratni o'zgaruvchanligi, magmaning tarkibi - bularning barchasi tog' jinslarini xilma-xilligiga bevosita ta'sir qiladigan asosiy omillarning qatoriga kiradi.

Ma'lumki, magma - olovsimon silikat eritma sifatida ta'riflanadi. Ammo uning tarkibi, harorati, shakllanishi, ko'tarilishi yoki cho'kish bilan bog'liq masalalar hali batafsil o'rganilmagan. Magmalar tarkiban yagona bo'ladimi, yoki ularning turlari ko'pmi? Yagona, «ona» magma qanday jarayonlar natijasida hosil bo'ladi? Bu kabi savollarga petrologiya rivojlangani sari javoblar aniqlashib bormoqda. Mazkur bobda biz ushbu masalalarni yoritishga harakat qildik.

1.1. Magma va uning tabiiy xossalari

Magmalar yer qobig'i va yuqori mantiya jinslarini qisman erishi natijasida hosil bo'ladi. Hozirgi vaqtdagi kuzatishlarga qaraganda, eng katta chuqurlikda paydo bo'lgan magmatik eritmalar 150-250 km da, 5-8 GPa bosim sharoitida tashkil topishi mumkin. Masalan, bunday sharoitda olmosli kimberlitlar va xilma-xil lamproitlar shakllanadi. Yer qobig'ida keng tarqalgan granitlar va riolitlar esa 5-15 km chuqurlik, 200-500 Mpa bosim sharoitida paydo bo'ladilar. Yer yuzasiga yaqin (5-8 km) sharoitida ham magmatik eritma paydo bo'ladi, ammo hosil bo'lgan eritmani hajmi uncha ko'p emas. Ko'pincha bunday sharoitda oraliq magmatik o'choqlar shakllanadi.

Magmatik eritmani hosil qilgan erish jarayonlarining bir qator sabablari bor. Bulardan birinchisi, mantiya va yer qobig'ining qizishi (haroratni solidus haroratidan oshib borishi), ikkinchidan, qizigan moddani bosim past bo'lgan sathga adiabatik ko'tarilishi vanihoyat, uchinchidan, moddalar tarkibidagi gidroksil minerallarning (biotit, muskovit, amfibol) suvsizlanishi. Paydo bo'lgan suv eritma haroratni pasaytiradi.

Magmalarni tarkiban turi ko'p bo'lishini tog' jinslar, ayniqsa vulqonik jinslar misolida ko'rishimiz mumkin. Umuman olganda, tarkib bo'yicha magmalar o'taasosli, asosli, nordon turlarga ajraladi. Bulardan tashqari, ishqorli magmalar, karbonatit tarkibdagilari ham uchrab turadi.

Magmalarni yagona tasnifi yo'q va bunday tasnifga hozirgi vaqtda ehtiyoj ham uncha sezilmaydi. Ammo magmalar hosil bo'lish sathiga qarab mantiya va yer qobig'ida paydo bo'lgan turlarga ajratadilar.

Magmatik eritma Yerning ichki qismida hosil bo'lib (yuqori mantiya, yoki yer qobig'ida) yuqoriga qarab intiladi va yerni yorib chiqib vulqonlar hosil qiladi, yoki yer qobig'ining ichki qismida soviz, qota boshlaydi. Bu vaziyatda har xil tarkibdagi plutonlar, intruziv massivlar hosil bo'ladi.

Magmalarni tug'ilishi, harakatchanligi va qotishi ularning tabiiy xossalari, ya'ni harorati, zichligi va qayishqoqligi bilan bevosita bog'liqdir.

Silikat magmalarning harorati 1800-1600°S dan to 500-600°S gacha o'zgaradi. Yuqori harorat o'taasosli magmalar komatiitlar, peridotitlar, pikritlar uchun mansub, nisbatan past harorat nordon magmalar granitlar, riolitlar uchun mansub. Magmalar yuqori mantiya va yer qobig'ini qisman erishi natijasida paydo bo'ladi va bunday erish jarayonlari U, Th, K ning radioaktiv parchalanishi, hosil bo'lgan issiqlikni to'planishi bilan bog'liq. Ammo mantiyani tubidagi chegaralarda issiqlik yig'ilishining boshqa sabablari, xususan, bir mineralni ikkinchisiga o'tish kabi gravitatsion hodisalar bilan ham bog'liqdir.

Agar magmalar tarkibida suv (OH^{-1}), flor, xlor, SO_2 , litiy, bor kabi uchuvchan, gazsimon moddalar mavjud bo'lsa, magmalarni harorati ancha pasayib ketadi. Masalan, suvni magmada eruvchanligi 0,0n % dan birnecha 10% gacha oshib borishi mumkin. Bulardan tashqari, magma tarkibida CO_2 ning miqdori katta ahamiyatga ega. Past bosim sharoitida CO_2 ning miqdori suvga nisbatan ancha kam, ammo yuqori mantiya sharoitida, bosim oshib borishi bilan, CO_2 ning magmada erish qobiliyati o'sib boradi va magmalar haroratini pasaytiradi.

Magmalar haroratini vulqon lavalarini bevosita kuzatish va o'lehash natijasida aniqlash mumkin. Geologik termometrlar yordamida ham magmatik tog' jinslarining harorati aniqlanadi. Qisman erish jarayonida hosil bo'lgan suyuqlikni hajmi ular haroratini solidusga nisbatan qizishi va magma tarkibidagi suvni miqdoriga bog'liq. Umuman olganda, magmatik jarayonlar harorat oshib borishi bilan kuchayaveradi va suvning miqdori o'sib borgan sari magmaning hajmi ham ko'payib boradi. Nazariy hisoblar shuni ko'rsatadiki, qizigan jinslarni $40 \pm 10\%$ suyuqlikka o'tishi mumkin. Ushbu suyuqlik bilan kristallar aralashmasi bunday hajmga yetganda magmatik aralashma sifatida harakatga keladi. Hisoblar va o'tkazilgan tajribalarga qaraganda, magma hosil bo'lgan. O'choqlardagi suyuqlikni hajmi 1-10% oshmaydi (Ramberg, 1972) va ular yer qobig'idagi mayda yoriqlar orqali, bir-biri bilan qo'shilib «magmatik havzalar» hosil qilishi mumkin. Magmatik eritma atrof-muhit jinslariga nisban yengil (zichlik farqi $0,5 \text{ g/sm}^3$), uning qayishqoqligi ham atrof jinslarga nisbatan 20 marta past. Shu sababdan magmatik O'choqlardagi suyuqlik yuqoriga intiladi va harakat qila boshlaydi.

Suyuq magmatik eritmalarining zichligi $2,2-3 \text{ g/sm}^3$ ga teng va tegishli tarkibidagi jinslar zichligidan 10% ga kam. Ba'zibir tadqiqotlar natijasiga qaraganda, 200-250 km chuqurlikda suyuq magmalarni zichligi piroksen (Px) va olivin (OL) zichligiga to'g'ri keladi.

Magmalarni zichligi ular tarkibiga bog'liq bo'lib nordonlardan asosilarga qarab va ulardan o'taasoslilar tomon oshib boradi. Masalan, nordon magmalarni (riolit, granit) zichligi - $2,2-2,3 \text{ g/sm}^3$, andezitlar - $2,4-2,6 \text{ g/sm}^3$, bazaltlar - $2,6-2,8 \text{ g/sm}^3$, pikritlar $2,8-3,0 \text{ g/sm}^3$.

Magmalarning yana bir xususiyati, ularning qayishqoqligi bilan bog'liq. Bu xususiyat suyuqlikni, ma'lum bosim sharoitida, harakatchanligini ko'rsatadi. Kristallar va gaz pufaklari bo'lmagan suyuqlik magmaning xossalarini nyuton suyuqligiga yaqinlashtiradi 10-10 dan to 108-1012 puazga teng.

Magmalarning qayishqoqligi ularning tarkibi bilan bog'liq. O'taasosli magmalardan nordonlarga qarab qayishqoqlik miqdori birnecha marta oshib boradi. Masalan, bazalt eritmalarining 1200°

dagi qayishqoqligi 101-102 puazga teng, granit eritmalarning xuddi shu haroratdagi qayishqoqligi 105 puaz, 8000 da esa 108 teng. Umumiy xulosa shundan iboratki, SiO_2 ning miqdori magmalarda oshgan sari, uni qayishqoqligi o'sib boradi. Nordon magmalar, ushbu nuqtai nazardan oqish qobiliyatini deyarli yo'qotadilar, hamirsimon massalar xususiyatiga ega bo'ladilar. Ayni bir vaqtda bazalt, komatiit (asosli, o'ta asosli magmalar) nihoyatda oquvchan, katta tezlikka ega, va shu sababdan, yirik maydonlarni ishg'ol qiladi. Magmaning bu xususiyati ular hosil qilgan jinslar tarqalishida namoyon bo'ladi. Masalan, bazalt lavalari oquvchan bo'lgani uchun bir qator qoplamalar hosil qiladilar, millionlab kv. km maydonni egallaydilar (Sibir trapplarini maydoni 1,5-1,6 mln. km^2), nordon jinslar esa, qoplamalar hosil qilmaydi, ularni yaratsa ham, umumiy miqdori katta emas, asosan ekstruziyalar, subvulqonik jinslar hosil qiladilar.

Ammo magma tarkibida uchuvchan moddalarning erishi natijasida ularning qayishqoqligi pasayib boradi. Ayniqsa, $(\text{OH})^{-1}$ (suvning) ahamiyati bu sohada katta rol o'ynaydi.

1.2. Magmaning hosil bo'lishi va ko'tarilishi

Magmalar tarkibi haqidagi tasavvurlar magmatik tog' jinslarini tarkibi asosida yaratiladi. Quyidagi jadvalda (1.1-jadval) esa biz magmalar tarkibidagi tarqoq elementlarni ko'rsatishga harakat qildik.

Otqindi jinslardagi nodir tarqoq elementlarning o'rtacha miqdori (A.P.Vinogradov bo'yicha, 1962)

1.1-jadval

Tarqoq elementlar	%	Tarqoq elementlar	%
1	2	3	4
Ftor F	$6,6 \cdot 10^{-2}$	Berilliy Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$
Bariy Ba	$6,5 \cdot 10^{-2}$	Seziy Cs	$3,76 \cdot 10^{-4}$
Oltinugurt S	$3,7 \cdot 10^{-2}$	Erbiy Er	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Stronsiy Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	Itterbiy Yb	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Uglerod S	$2,0 \cdot 10^{-2}$	Qalayi Sn	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Xlor Cl	$1,7 \cdot 10^{-2}$	Tantal Ta	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Sirkoniy Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	Uran U	$2,5 \cdot 10^{-4}$

Rubidiy Rb	$1,5 \cdot 10^{-2}$	Brom Br	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Vanadiy V	$9 \cdot 10^{-1}$	Terbiy Tb	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Xrom Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	Margimush As	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Rux Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	Golmiy No	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Seriy Se	$7 \cdot 10^{-3}$	Germaniy Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Nikel Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	Volfram W	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Lantan La	$4,9 \cdot 10^{-3}$	Yevropiy Yeu	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Mis Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	Molibden Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Neodim Nd	$3,7 \cdot 10^{-3}$	Gafniy Hf	$1 \cdot 10^{-4}$
Litiy Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	Talliy Tl	$1 \cdot 10^{-4}$
Ittriy Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	Lytetsiy Lu	$8 \cdot 10^{-5}$
Niobiy Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	Surma Sb	$5 \cdot 10^{-5}$
Galliy Ga	$1,9 \cdot 10^{-3}$	Iod I	$4 \cdot 10^{-5}$
Azot N	$1,9 \cdot 10^{-3}$	Tuliy Tm	$2,7 \cdot 10^{-5}$
Kobalt So	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Indiy In	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Qo'rg'oshin Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	Kadmiy Cd	$1,3 \cdot 10^{-5}$
Toriy Th	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Simob Hg	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Bor B	$1,2 \cdot 10^{-3}$	Kumush Ag	$7 \cdot 10^{-6}$
Skandiy Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	Celen Se	$5 \cdot 10^{-6}$
Prazeodim Pr	$9 \cdot 10^{-4}$	Palladiy Pd	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Samariy Sm	$8 \cdot 10^{-4}$	Vismut Bi	$9 \cdot 10^{-7}$
Gadoliniiy Gd	$8 \cdot 10^{-4}$	Oltin Au	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Disproziy Dy	$5 \cdot 10^{-4}$	Tellur Te	$1 \cdot 10^{-7}$
		Reniy Re	$7 \cdot 10^{-8}$

Shuni ham alohida ta'kidlash zarurki, magmatik eritma tarkibi undan hosil bo'lgan tegishli tog' jinslariga nisbatan uchuvchan komponentlarga boy (H_2O , SO_2 , N, SO, F, Cl, He, Ar va hokazo). Bu elementlar magmalarning kristallanish jarayonida kamayib boradi.

Bosim (R) va haroratni (T) o'zaro munosabatlariga qarab yerni ichki qismidagi modda uch xil holatda bo'lishi mumkin: a) faqat qattiq jinslardan, ya'ni kristallardan iborat; b) kristallar va ular bilan birga suyuqlikdan; v) faqat suyuqlikdan. Bosim va haroratni bir-biriga bog'laydigan diagrammalarda (R-T diagrammalar) bu holatlar chegaralarini solidus va likvidus chiziqlari belgilaydi. Solidus - suyuqlikni ilk bor paydo bo'lishishini belgilaydigan chegara.

dagi qayishqoqligi 101-102 puazga teng, granit eritmalarning xuddi shu haroratdagi qayishqoqligi 105 puaz, 8000 da esa 108 teng. Umumiy xulosa shundan iboratki, SiO_2 ning miqdori magmalarda oshgan sari, uni qayishqoqligi o'sib boradi. Nordon magmalar, ushbu nuqtai nazardan oqish qobiliyatini deyarli yo'qotadilar, hamirsimon massalar xususiyatiga ega bo'ladilar. Ayni bir vaqtda bazalt, komatiit (asosli, o'ta asosli magmalar) nihoyatda oquvchan, katta tezlikka ega, va shu sababdan, yirik maydonlarni ishg'ol qiladi. Magmaning bu xususiyati ular hosil qilgan jinslar tarqalishida namoyon bo'ladi. Masalan, bazalt lavalari oquvchan bo'lgani uchun bir qator qoplamalar hosil qiladilar, millionlab kv. km maydonni egallaydilar (Sibir trapplarini maydoni 1,5-1,6 mln. km^2), nordon jinslar esa, qoplamalar hosil qilmaydi, ularni yaratsa ham, umumiy miqdori katta emas, asosan ekstruziyalar, subvulqonik jinslar hosil qiladilar.

Ammo magma tarkibida uchuvchan moddalarning erishi natijasida ularning qayishqoqligi pasayib boradi. Ayniqsa, $(\text{OH})^{-1}$ (suvning) ahamiyati bu sohada katta rol o'ynaydi.

1.2. Magmaning hosil bo'lishi va ko'tarilishi

Magmalar tarkibi haqidagi tasavvurlar magmatik tog' jinslarini tarkibi asosida yaratiladi. Quyidagi jadvalda (1.1-jadval) esa biz magmalar tarkibidagi tarqoq elementlarni ko'rsatishga harakat qildik.

Otqindi jinslardagi nodir tarqoq elementlarning o'rtacha miqdori (A.P.Vinogradov bo'yicha, 1962)

1.1-jadval

Tarqoq elementlar	%	Tarqoq elementlar	%
1	2	3	4
Ftor F	$6,6 \cdot 10^{-2}$	Berilliy Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$
Bariy Va	$6,5 \cdot 10^{-2}$	Seziy Cs	$3,76 \cdot 10^{-4}$
Oltinugurt S	$3,7 \cdot 10^{-2}$	Erbiiy Er	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Stronsiy Sr	$3,4 \cdot 10^{-2}$	Itterbiy Yb	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Uglerod S	$2,0 \cdot 10^{-2}$	Qalayi Sn	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Xlor Sl	$1,7 \cdot 10^{-2}$	Tantal Ta	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Sirkoniy Zr	$1,7 \cdot 10^{-2}$	Uran U	$2,5 \cdot 10^{-4}$

Rubidiy Rb	$1,5 \cdot 10^{-2}$	Brom Br	$2,1 \cdot 10^{-4}$
Vanadiy V	$9 \cdot 10^{-3}$	Terbiy Tb	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Xrom Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	Margimush As	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Rux Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	Golmiy No	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Seriy Se	$7 \cdot 10^{-3}$	Germaniy Ge	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Nikel Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	Volfram W	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Lantan La	$4,9 \cdot 10^{-3}$	Yevropiy Yeu	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Mis Cu	$4,7 \cdot 10^{-3}$	Molibden Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Neodim Nd	$3,7 \cdot 10^{-3}$	Gafniy Hf	$1 \cdot 10^{-4}$
Litiy Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	Talliy Tl	$1 \cdot 10^{-4}$
Ittriy Y	$2,9 \cdot 10^{-3}$	Lyutetsiy Lu	$8 \cdot 10^{-5}$
Niobiy Nb	$2 \cdot 10^{-3}$	Surma Sb	$5 \cdot 10^{-5}$
Galliy Ga	$1,9 \cdot 10^{-3}$	Iod I	$4 \cdot 10^{-5}$
Azot N	$1,9 \cdot 10^{-3}$	Tuliy Tm	$2,7 \cdot 10^{-5}$
Kobalt So	$1,8 \cdot 10^{-3}$	Indiy In	$2,5 \cdot 10^{-5}$
Qo'rg'oshin Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	Kadmiy Cd	$1,3 \cdot 10^{-5}$
Toriy Th	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Simob Hg	$8,3 \cdot 10^{-6}$
Bor B	$1,2 \cdot 10^{-3}$	Kumush Ag	$7 \cdot 10^{-6}$
Skandiy Sc	$1 \cdot 10^{-3}$	Celen Se	$5 \cdot 10^{-6}$
Prazeodim Pr	$9 \cdot 10^{-4}$	Palladiy Pd	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Samariy Sm	$8 \cdot 10^{-4}$	Vismut Bi	$9 \cdot 10^{-7}$
Gadoliniy Gd	$8 \cdot 10^{-4}$	Oltin Au	$4,3 \cdot 10^{-7}$
Disproziy Dy	$5 \cdot 10^{-4}$	Tellur Te	$1 \cdot 10^{-7}$
		Reniy Re	$7 \cdot 10^{-8}$

Shuni ham alohida ta'kidlash zarurki, magmatik eritma tarkibi undan hosil bo'lgan tegishli tog' jinslariga nisbatan uchuvchan komponentlarga boy (H_2O , SO_2 , N, SO, F, Cl, He, Ar va hokazo). Bu elementlar magmalarning kristallanish jarayonida kamayib boradi.

Bosim (R) va haroratni (T) o'zaro munosabatlariga qarab yerni ichki qismidagi modda uch xil holatda bo'lishi mumkin: a) faqat qattiq jinslardan, ya'ni kristallardan iborat; b) kristallar va ular bilan birga suyuqlikdan; v) faqat suyuqlikdan. Bosim va haroratni bir-biriga bog'laydigan diagrammalarda (R-T diagrammalar) bu holatlar chegaralarini solidus va likvidus chiziqlari belgilaydi. Solidus - suyuqlikni ilk bor paydo bo'lishishini belgilaydigan chegara.

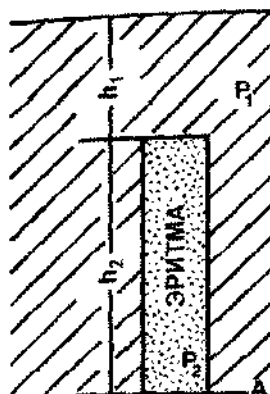
Likvidus – qattiq fazalarni, ya'ni eritmalaridagi kristallarni, to'la yo'qolishini belgilaydigan chegara.

Magmalar yer qobig'i va yuqori mantiya qattiq jinslarini qisman erishi natijasida hosil bo'ladilar. Hozirgi vaqtda katta chuqurlikda hosil bo'lgan magmalar asosan 150-250 km ni tashkil qiladi (5-8 GPa, yoki 50-80 kbar). Ushbu sathda xilma-xil kimberlitlar, meymechitlar va lamproitlar hosil bo'ladi. Yer qobig'ida esa, magmalar 8-10 km chuqurlikgacha ma'lum (ba'zi bir granitlar). Demak 250-10 km atrofida yerning ichki qismida erish jarayonlari natijasida magmalar hosil bo'lishi mumkin. Bu masofada yagona magmatik o'choq hosil bo'lmaydi, aksincha, yerni yuqori qismlarida bir qator oraliq magmatik o'choqlar mavjud. Masalan, harakatdagi vulqonlarni tagida birnecha magmatik kameralar (o'choqlar) ajratiladi. Erish jarayonlarining sabablari quyidagilardan iborat.

Birinchidan, Yer qobig'ini, yuqori mantiyani qizishi va solidus haroratidan oshib ketgan issiqlik bilan to'yintirishi. Masalan, markaziy okean tizmalaridagi astenosferadan kelayotgan plyumlar bu jarayonga yaqqol misol bo'laoladi.

Ikkinchidan, Yerni ichki qismidan (astenosfera, yadrodan) qizigan moddaning ko'tarilishi.

Uchinchidan, gidroksil minerallarining suvsizlanishi natijasida suvni ko'payishi va u o'z navbatida solidus haroratini pasaytiradi va qisman, erish jarayonlariga olib keladi. Bu asosiy omillardan tashqari jinslarni qisman erishi K, Th, U bilan bog'liq bo'lgan radioaktiv parchalanish natijasida ham sodir bo'ladi. Magmatik manbalarni mexanik nomuvozanatliligi shunga olib keladiki, hosil bo'lgan eritma yuqoriga qarib intiladi. Bu jarayonning asosiy omili eritmaning qo'shimcha bosimi hisoblanadi. Qattiq va suyuq fazalar zichligining farqi ($\Delta\rho$), erish natijasida hajmni oshishi bunga asosiy sabab bo'ladi.



I.1-rasm. Oritqcha bosimning (DR) paydo bo'lishi. Belgilar: h_1 , h_2 -balandlik; eritmaning (R_2) zichligi ($DR=R_1-R_2$) gh (V.S.Popov bo'yicha, 2002 y)

Masalan, A chuqurligida hosil bo'lgan magma h_2 balandligidagi tik kanalni to'ldiradi (I.1-rasm). Uning yuqori qismi yer yuzasidan h_1 masofada. Eritmaning zichligi (ρ_2) ancha past.

Bu vaziyatda A sathida qo'shimcha bosim (ΔP) hosil bo'ladi.

$$\Delta P = P_1 - P_2 = P \cdot q (h_1 + h_2) - (\rho \cdot q \cdot h_1 + \rho_2 \cdot q \cdot h_2) = (\rho_1 - \rho_2) \cdot q \cdot h_2$$

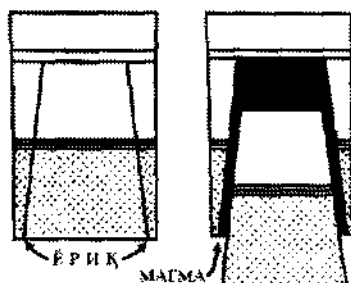
Tik yo'naltirilgan magmaning hajmi qancha ko'p bo'lsa, undagi qo'shimcha bosim shunchalik oshib boradi. Demak, magmaning ko'tarilishi, magmatik suyuqlikni harakati o'z-o'zidan rivojlanadigan, mustaqil jarayonlar sirasiga kiradi. Magmatik suyuqlikni

hajm jihatdan oshib borishi, uning ko'tarilishiga, saralanishiga asosiy sabab bo'ladi.

Magmaning yoriq kanallar bo'yicha harakati va tezligi eritmaning tarkibi qayishqoqligi va kanalning kengligiga bog'liq. Asosli va o'taasosli eritmalar juda tez ko'tariladilar (n km/coatga). Faol vulqonizm hududlaridagi geofizik tadqiqotlar ham buni isbotlaydi. Agar buning ustiga magmalar uchuvchan komponentlar bilan to'yingan bo'lsa, tezlik yanada oshib ketadi. Nisbatan kichik chuqurliklarda gazlar kengayishi natijasida, kelayotgan eritma gazsimon oqim xususiyatlariga ega bo'ladi, silikat magma tomchilarini o'zi bilan ergashtirib «portlash trubkalarini» hosil qiladilar (misol tariqasida kimberlit trubkalarini ko'rsatish kifoya deb o'ylaymiz).

Ma'lumki, nordon magmalar zichligi yer qobig'idagi jinslar zichligiga nisbatan ancha past. Nordon magmaning ko'tarilishi bilan undagi qo'shimcha bosim oshib boradi va magma yer yuzini ko'radi. Uni to'xtatib qoladigan mexanik sabablarning o'zi yo'q.

1.3. Differensiatsiya jarayonlari haqida tushuncha

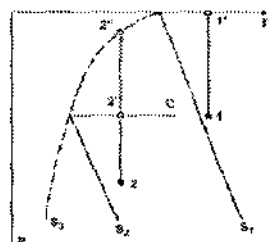


1.2-rasm. Aтроф jinslarining cho'kishi natijasida magmatik o'choqlar hosil bo'lish sxemasi (Ramberg, 1977)

tog' jinslarning hosil qilish jarayoni. Differensiatsiya jarayonlarini turlari ko'p (gravitatsiya kuchlari natijasida, lava oqimlarida, magmaning sovushi natijasida va hokazo).

Differensiatsiya jarayonlarining sabablari xilma-xildir. Magmatik eritmalar bosim (R), harorat (T) va og'irlik (q) maydonida mavjud va shu maydonda o'z faoliyatini ko'rsatadi. Bu omillar eritmalarga o'z ta'sirini doimo ko'rsatib kelgan va eritmalarni har xil komponentlarga, fazalarga ajratgan. Bunday bo'linish, o'z navbatida, eritmalaridagi konveksiya, hodisalari bilan jarayonlarini birmuncha

Differensiatsiya atamasi aslida saralash, bir-biridan farqlanadigan kristallarga, bo'laklarga ajratish ma'nosini anglatadi. Petrologiyada differensiatsiya jarayonlari alohida o'rin egallaydi, chunki har qanday magmatik tog' jinsi - differensiatsiya mahsuli sifatida qaralishi kerak. Ch.Xyudjesning (1988) fikricha, magmatik differensiatsiya - magmatik eritmadan uning sovushi natijasida bimecha, biri ikkinchisidan farq qiladigan,



1.3-rasm. «Suvsiz» va «suvli» magmatik eritmalarini ko'tarilish imkoniyatlari (O.A.Bogatikov va boshqalar, 2002). Suvsiz eritma adiabatik sharoitda 1 nuqtadan ko'tarilib, S_1 solidusga yetib boradi (1' nuqtaga qarang). Suvli eritma 2 nuqtadan ko'tarilib suvga to'yinadi (S -suvga to'yinish sathi). Keyinchalik bu eritma 2" nuqtasida «ho'l» solidus (S_2)ga yetganda qota boshlaydi va yer yuzasiga chiqmaydi.

rakkablashtiradi. Shu nuqtai nazardan, differensiatsiya jarayonlarini A.A.Marakushev birnecha turga ajratadi: termodiffuzion, barodiffuzion, gravitatsion, likvatsion, kristallizatsion.

Yer qobig'ida yoki mantiya sharoitida hosil bo'lgan magmalar nisbatan yangi termodinamik sharoitda o'z tarkibini o'zgartiradi va bu o'zgarishlar pirovardida magmatik differensiatsiya jarayonlariga olib keladi. Bu jarayonlar natijasida birlamchi magmalardan bir qator hosilalar paydo bo'ladi. A.A.Marakushevning fikricha, magmalarni rivojlanishida quyidagi asosiy jarayonlarni ko'rsatish mumkin: a) kristallanish (kristallizatsion differensiatsiya); b) magmalarninghar xil tarkibdagi uchuvchan komponentlar bilan reaksiyalarga kirishi (emanatsion, flyuid-magmatik differensiatsiya); v) atrof-muhit jinslari bilan magmalarning aloqasi, o'zlashtirishi va o'rin almashuvi (assimilyatsiya, gibridizm, magmatik o'rin almashuv sharoitlari).

1.4. Yakka oqimdagi differensiatsiya jarayonlari

Agar magmatik eritma o'z tarkibidagi kristallar bilan yagona kanal bo'ylab harakat qilsa, undagi qattiq jismlar (kristallar) oqimning markaziga intiladi. Bu jarayon ko'pchilik daykalarda kuzatiladi. Ma'lumki ularning markazida kristallar soni ko'proq uchraydi, devorlar atrofida esa (dayka zalbandlari) nihoyatda kamayib boradi. Bu daykalardagi oddiy differensiatsiya jarayoniningko'rinishi sifatida qaraladi. Bu jarayon bir qator sabablarga bog'liq: magmaning tezligi, qayishqoqligi, suyuqlikning zichligi, tarkibi va kanalning kengligi.

1.5. Kristallizatsion differensiatsiya

Kristallizatsion differensiatsiya jarayonlari N.Bouen va uning shogirdlari tomonidan batafsil o'rganilgan. Uning fikricha, magmadan ajralgan kristallar eritmadan o'z tarkibi bilan farqlanadilar (ya'ni unga nisbatan asosliroq, Mg, Ca, Fe boyroq bo'ladilar) va o'z zichligi va og'irligi bilan ajralib turadilar.

Kristallanish bilan bog'liq bo'lgan magma differensiatsiyasi magmatik eritmada kristallarni og'irligiga qarab cho'kish yoki

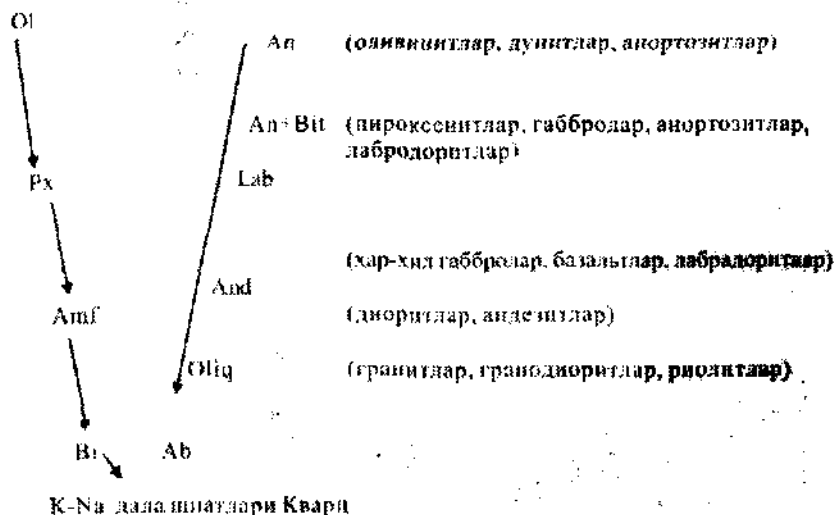
ko'tarilishini nazarda tutadi. O'z-o'zidan ma'lumki, bunday jarayonlarda mineralni eritmaga nisbatan zichligi katta ahamiyatga ega. Kristallar harakatining tezligi Stoks qonuni asosida kechadi.

$$V = Kqr^2 (d_1 - d_2)/n$$

V - tezlik, q - tezlanish, r - zarrachaning (kristallning) radiusi, d_1 - kristall zichligi, d_2 - eritma zichligi, n - eritma qayishqoqligi, K - konstanta.

Ushbu tenglamaga binoan, nisbatan yirik kristallar magmatik eritmada tezroq harakat qiladilar, eritmaning qayishqoqligi kristall harakatini pasaytirishi mumkin. Umuman olganda, barcha rangli minerallar (olivin, granat, amfibol, piroksenlar) asosli magmatik eritmada cho'ka boshlaydilar. Bular jumlasiga asosli plagioklazlar ham kiradi. Leysit, ba'zi bir slyudalar, nordon plagioklazlar eritmada yuqoriga intiladilar. Masalan, bazalt tarkibidagi eritmada diopsid birinchilar qatoriga ajraladi. Uning zichligi $d_2 = 3,27 \text{ g/sm}^3$ teng, eritmani zichligi ($d_1 = 2,65$). Shuning uchun diopsid magmatik kamera tubiga qarab cho'ka boshlaydi. Diopsidni 1300° haroratda cho'kish tezligi Stoks tenglamasi bo'yicha 87 m/yilga teng.

Diopsid bilan birga anortit, boshqa turdagi piroksenlar ham cho'ka boshlaydi. Bu jarayon natijasida magmatik o'choqlarning tubida diopsid-anortitli, olivinli jinslar to'planadi. O'choqning yuqori qismidagi eritmaning tarkibi o'zgaradi, u yerda nisbatan yengil ($2,5-2,65 \text{ g/sm}^3$) slyudalar, nordon plagioklazlar, kvarts yig'ila boshlaydi.



1.4-rasm. N.Bouen reaksiya qatori.

Shunday qilib, birlamchi magmatik eritma, kristallizatsion differentsiatsiya natijasida bir nechta, tarkibi har xil bo'lgan qismlarga ajraladi. Ushbu jarayonlarni har xil tajribalar natijasida asoslashga harakat qilingan. N.Bouen o'z shogirdlari bilan birga kristallizatsion differentsiatsiyani asoslab bergan va barchaga ma'lum bo'lgan «minerallar qatorini» juda katta hajmdagi tajribalar bilan isbotlagan (1.4-rasm).

N.L.Bouen o'z tajribalarida quyidagi qatorlarni belgilagan:

- Fe-Mg minerallar (olivin, piroksen, amfibol, biotit). Bu qator uzilgan qator deyiladi;
- leykokrat minerallarining uzluksiz qatori (anortit, bitovnit, labrador, andezin-oligoklaz, albit, kvars, kaliyli dala shpatlari).

Shuni ham alohida ta'kidlash zarurki, dastlabki ajralgan minerallar tarkibida Mg ning miqdori eritmaga nisbatan ko'proq bo'ladi va magniylik koeffitsiyenti kattaroq. Shu sababdan eritma o'z navbatida temirga boyib boradi. Umuman olganda, kristallanish jarayonida magmatik eritma tarkibida SiO_2 , K_2O , Na_2O to'planishi kuzatiladi.

Gravitatsion differentsiatsiya jarayonlarini sokin, mo'tadil kechishi natijasida magmatik o'choqlartubida hosil bo'lgan jinslar kumulatlar nomini olgan. Minerallar orasida saqlangan suyuqlik «interkumulus» nomi bilan ma'lum.

Tabiatda kristallizatsion differentsiatsiya juda keng tarqalgan. Bu jarayonlar natijasida mashhur «qatlamlangan» intruziyalar vujudga keldi.



1.5-rasm. Skergaard intruziyasining kesmasi
(Ueyjer, Braun, bo'yicha)

Misol sifatida Sharqiy Grenlandiyadagi Skayergaard massivini ko'rsatish mumkin (1.5-rasm).

Skayergaard intruziyasi bir qator kumulatlardan iborat bo'lgan «qatlam» lardan iborat. Har bir qatlamda minerallarning kimyoviy tarkibi va optik xususiyatlari asta-sekin, pastdan yuqoriga qarab o'zgarib boradi. Masalan, plagioklazlar bitovnitdan (An_{66}) to andezingacha o'zgaradi, olivinlarda forsterit molekulasi miqdori 40% to 5% o'zgaradi (1.6-rasm).

Differensiatsiya jarayonlarida, agar ushbu jarayonlar to'la-to'kis rivojlanisa, maxsus tog' jinslar - kumulatlar hosil bo'ladi.

A.A. Marakushev o'z tadqiqotlarida kristallizatsion differentsiatsiya jarayonlarini bosim (R) harorat (t), va og'irlik kuchiga (q) bog'laydi. Uning fikricha, magmatik o'choqlarning ichki qismida harorat nisbatan yuqori, chuqur qismida esa bosim ancha katta bo'ladi.

Kristallizatsion differentsiatsiya jarayonida bir qator «magmatik qatlamlar hosil bo'ladi. Bu jarayon minerallarning tarkibini ham o'zgarib borishiga olib keladi. 1.6, 1.7-rasmda Skayergaard intruziyasidagi kumulatlarining tarkibini o'zgarib borishi ko'rsatilgan. Masalan, pastki «qatlamlardan» yuqoriga qarab plagioklazlar tarkibida anortit molekulasining ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) kamayib borishi kuzatiladi. Agar pastki zonalarda plagioklazning tarkibi labradorga to'g'ri kelsa (An_{66-54}), yuqori zonalarda ular oligoklaz tarkibiga mos (An_{30}). Demak, kristallanish jarayonida plagioklazlar tarkibida kaltsiyning o'rni asta sekin Na egallay boshlagan.

Xuddi shunday o'zgarishlarni piroksenlar misolida ham ko'rishimiz mumkin. Ularning tarkibida pastdan yuqoriga qarab temir va kaltsiy ko'payadi, magniy esa birmuncha pasayib ketadi. Nihoyat bu yo'nalishda olivinlar tarkibida forsterit molekulasining (MgSiO_4) o'rni fayalit (FeSiO_4) egallay boshlaydi.

Umumiy xulosa shundan iboratki, qatlamlangan intruziyalarda differentsiatsiya natijasida pastdan yuqoriga qarab Fe, K, Na, Si yig'iladi va o'z minerallarini hosil qiladi.

Demak, kristallizatsion differentsiatsiya jarayonlari natijasida birlamchi magmadan solishtirma og'irligiga qarab, bir qator tog' jinslari paydo bo'ladi. Bu jarayonlar sokin, mo'tadil sharoitda (asosan platformalarda) to'la-to'kis sodir bo'ladi. Bu jarayonlar natijasida har xil tarkibdagi tog' jinslari (dunitlar, piroksenitlar, gabbrolar, anortozitlar, granofirlar), hosil bo'ladi. Differentsiatsiya jarayonlari natijasida nafaqat tog' jinslari, balki ularning tarkibi ham o'zgarib boradi: nisbatan og'ir, Mg ga boy minerallar magmatik o'choqlarning tubida, yengillari esa uning yuqorisida to'planadi.

1.6. Flyuid-magmatik differensiatsiya

Yuqorida keltirilgan kristallizatsion differensiatsiya jarayonlarida biz uchuvchan komponentlarni ahamiyatini bir necha bor ta'kidlab o'tgan edik. Ularni magmatik eritmalar rivojlanishidagi ahamiyati D.S.Korjinskiy tadqiqotlaridan so'ng ayon bo'la boshladi. Bu olimning fikricha, tabiatda magmalar orasidan o'tadigan, mantiyadan chiqib keladigan gazlar (OH^- , SO_2 , SO , V , Cl , Ne va hokazo) magma evolyutsiyasida alohida ahamiyat kasb etadi. Ular magmalar orasidan o'tib «oqimlar» tashkil qilishi mumkin va magmadan oldin ko'tariladilar va yer yuziga intiladilar. Bu oqimlarning paydo bo'lishi Yer mantiyasining gazsizlanish jarayonlari bilan bog'liqdir. Uchuvchan komponentlar tarkibini hozirgi harakatdagi vulqonlar, geyzerlarni kuzatish natijasida aniqlanadi. Umumiy tarzda shuni aytish kerakki, ular magma kristallanish haroratini birmuncha pasaytiradi.

Masalan, gazlar tarkibidagi suvni (OH^-) silikat eritmalariga kirishi uni tuzilishini vaxususiyatlarini tubdan o'zgartirib yuboradi. N_2O bosiminingko'payishi alyumosilikat eritmalarini silikat eritmalariga aylantiradi, ularning qayishqoqligini pasaytiradi. Kremniy kislotalarining suvga to'yinishi metakremniy kislotalarini ortokremniy turiga aylantiradi. Nordon magmalarning harorati N_2O bosimiga qarab 950° dan 600° gacha pasayadi (1.2-jadval).

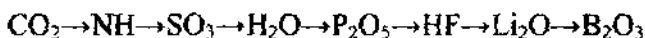
N_2O bosimini jins hosil qiluvchi minerallar erishiga ta'siri
(A.A.Marakushev, bo'yicha)

1.2-jadval

Minerallar	Harorat, $^\circ\text{C}$				
	H_2O , bosim kbar				
	0	1	2	5	10
Diopsid $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	1390	1330	1315	1290	-
Anortit $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	1550	1405	1340	1230	1115
Albit $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	1120	905	845	745	-
Nefelin $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	1525	1135	1025	830	675
Sanidin KAlSi_3O_8	-	-	1000	875	-
Kvars SiO_2	-	1130	1130	1055	1035
Kordierit $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	1565	1330	1250	1100	960

1.2-jadvalda keltirilgan ma'lumotlar asosida quyidagi xulosalarga kelish mumkin. Birinchidan, magmada suvni (OH^{-1}) miqdori oshgani sari minerallarning erish harorati pasayadi (masalan, diopsid uchun 5 kbarda 100° ga, anortit – 320° , albit – 375° , nefelin – 700° gacha). Ikkinchidan, rangli minerallar (diopsid, olivin) leykokrat minerallarga nisbatan o'z haroratini kamroq pasaytiradi. Buning natijasida kristallanish jarayonida rangli minerallar o'rini rangsiz (leykokrat) turlar egallashi imkoniyati yaratiladi. Boshqa uchuvchan komponentlar ham magmatik differentsiatsiya jarayonlariga o'z ta'sirini ko'rsatadi. Nordon alyumosilikat eritmalarda bularning faoliyati turlicha ko'rinishda namoyon bo'ladi. Nordon eritmalarda tez eriydigan uchuvchan moddalar (N_2O , HF , H_2BO_3) magmaning kristallanish haroratini pasaytiradi.

Magmalar tarkibida qiyin eriydigan, kam uchraydigan vaularning tarkibiga kirmaydiganlar (SO_2 , NH_3 , N va boshqalar) haroratga uncha katta ta'sir ko'rsatmaydi, ammo bu gazlarning miqdori va eritmadagi bosim oshib borsa, kristallanish harorati ko'tariladi. Ushbu komponentlarni nordon magmalarda to'planishi va miqdoran oshib borishi gazlar bosimining o'sishidan dalolat beradi va uning (bosimning) tez pasayishiga ularni eritmadan ajralishiga olib keladi. Tabiatning vulqonlarni portlash kuchi bilan (eksploziya koeffitsiyenti) uchuvchan komponentlarning miqdori orasida juda aniq aloqalar mavjud. Bu komponentlarni kristallanish, yoki ko'tarish, ularning nordon magmalar tarkibida har xil erish xususiyatlari bilan bog'liq. Suv (OH^{-1}) magmalar tarkibiga kiradi, unda eriydi, har xil «suvli» minerallar paydo bo'lishiga sababchi bo'ladi (Mus , Bi , Amf), aksincha SO_2 , NH_3 magma tarkibiga juda kam miqdorda kiradi, shu sababli vaqt o'tishi bilan to'planib boradi. A.A. Marakushevning fikricha, nordon magmalarning kristallanishiga ta'siri bo'yicha uchuvchan komponentlar quyidagi qatorni tashkil qiladilar:



Ushbu qatorda, SO_2 dan boshlab, magmalar tarkibida ko'rsatilgan moddalarning erish qobiliyati oshib boradi. Bu

xususiyatni petrologiyada «magmofilik»¹ deb ataladi. Xuddi shu yoʻnalishda ularning magmadan «ajralish» qobiliyati ham pasayib boradi. Qatorni boshidagi moddalar magmalarning flyuidning, gaz fazasida yigʻiladilar, oxiridagi moddalar esa eritmaning tarkibida saqlanadilar, har xil minerallar tarkibida uchraydilar. Masalan, granitlar bilan bogʻliq boʻlgan greyzen va pegmatitlarda qatorning oxirida joylashgan Li, B oʻz minerallarini hosil qiladilar. Qatorning (suvdan boshlab) oxiridagi moddalar eritma tarkibiga kirgani uchun, uning haroratini pasaytiradi. Masalan, 1 kbar bosim sharoitida suvning (OH^-) miqdori 0,15% ga teng, harorat esa 900° dan 700° gacha pasayadi. Bunga HF qoʻshilishi yanada haroratni pasaytiradi, ammo xlor bu jarayonni toʻxtatishi yoki cheklashi mumkin, chunki u magmafob xususiyatga ega va eritma tarkibiga kirishi qiyin.

Yer qobigʻining chuqur qismlarida magmafob flyuidlar ham eritma tarkibiga kira boshlaydilar (ayniqsa yuqori mantiya sharoitida). Ammo magmalar yer yuzasiga yaqinlashgan sari, ayniqsa yer yuzasiga chiqqanidan soʻng flyuidlar ikkiga ajraladi: magmafoblar gaz fazasida (SO_2 , NH_3 , SO_3 S) magmafillar, minerallar, vulqonik shishalar tarkibida.

Maʼlumki, har xil turdagi magmalar Yerning ichki qismida, uchuvchan moddalarning bosimi katta boʻlgan joylarda tashkil topadi va Yer qobigʻining yuqorisida, bosim nisbatan past boʻlgan hududlarda shakllanadilar. Bunday vaziyatda, eritmadan uchuvchan moddalarning ajralishi kuzatiladi. Yer qobigʻining ustki qismida keng tarqalgan katta-kichik yoriqlar ham bu jarayonga oʻz taʼsirini koʻrsatadi. Flyuidlarni eritmadan ajralishida, ularning eritma bilan bogʻlanganlik kuchini alohida taʼkidlash kerak. Shu nuqtai nazardan, uchuvchan komponentlarning xilma-xilligini yuqorida koʻrsatgan edik, ammo asosiy xulosa shundan iboratki, magmalar oʻz rivojlanish davrida «magmofil» (yaʼni magmatik

¹ «Magmafillik» - magmaning tarkibiga mos, unda tez eriydigan, moslashib ketadigan xususiyatni anglatadi. Aksincha «magmafoblik» atamasi magmani inkor etadigan, unga mos boʻlmagan, tez ajraladigan moddalarni nazarda tutadi.

eritmadan ajralmaydigan», bog'lanish kuchi katta bo'lgan) elementlar bilan to'yinib boradilar. Masalan, nordon magmalarning flor, bor, litiy bilan to'yinib borishi bunga yaqqol misol bo'laoladi. Ulardan farqli o'laroq, magmatik eritmadan osongina ajraladigan, u bilan bog'lanish kuchi nisbatan kam bo'lgan uchuvchan komponentlar (S , SO_3 , H_2S , Cl_2 , He , CO_2) magmaFOB (ya'ni magmani inkor etuvchi, undan ajraluvchi) elementlar sirasiga kiradi. Forni magmatik eritmadagi ahamiyati ba'zi xususiyatlari bo'yicha kislorodni eslatadi. Kislorodga o'xshab flor ham Si va Al bilan uzviy bog'langan aralashmalar hosil qiladi (SiO_4 tetraedriga o'xshash). Tabiatdagi ko'pchilik magmatik jismlarning pastki qismi va tubida flor yig'iladi, aksincha magmadan osongina ajraladigan magmaFOB elementlar (masalan, xlor) ularning yuqori qismini ko'proq egalaydi. Shu tarzda yagona magmatik eritma tarkibida uchuvchan komponentlar vositasida emanatsion saralanish sodir bo'ladi. Uchuvchan komponentlarning bunday notekis taqsimlanishi geologik jismlarni (qoplamalar, ekstruziyalar, plutonlar) tik kesmasida har xil «qatlamlarning» paydo bo'lishiga sabab bo'ladi. Bunga misol tariqasida qoplamalardagi, ba'zi bir intruziv massivlardagi uchuvchan komponentlarga (Rb , Cs , Li , F) boy va to'yinmagan joylarni ko'rsatish mumkin.

Magmadagi uchuvchan moddalarni nihoyatda notekis taqsimlanishi yagona magmatik eritmaning ikki bir-biri bilan aralashmaydigan suyuqlikka ajratib yuborishi ham mumkin. Biz bu jarayonni likvatsiya deb ataymiz. Uchuvchan moddalar kam bo'lgan eritmalarda likvatsiya jarayoni umuman sodir bo'lmaydi. Shu misolni o'ziyoq likvatsiyaning asosiy sabablarini ko'rsatib beramiz. Magmatik eritmalarining ikki bir-biri bilan aralashmaydigan suyuqlikka ajralishi uchuvchan moddalarni, (ayniqsa) forni miqdoriga bog'liq.

Hosil bo'lgan suyuqliklar tarkiban bir-biridan juda keskin farq qiladi. Bir necha misollar keltiramiz. Quyidagi 1.3-jadvalda ikki bir-biri bilan aralashmaydigan suyuqliklar qotishi natijasida hosil bo'lgan variollar (juft sonlarga qaralsin) va matriks (toq sonlar) tarkibi keltirilgan. Variollar yoki sferoloidlar alohida bir suyuqlikning

tarkibini ko'rsatadi, matriks esa ikkinchi suyuqlik tarkibidan dalolat beradi.

Temir va titanga boy variolitlardagi variolalar (juft sonlar) va bazaltlardagi qoldiq shishasimon moddadan tashkil topgan matritsalar (toq sonlar) tarkibi (%)
(Rozenbush, 1934; Dixon, Rutherford, 1979; Philpotts, 1983)

1.3-jadval

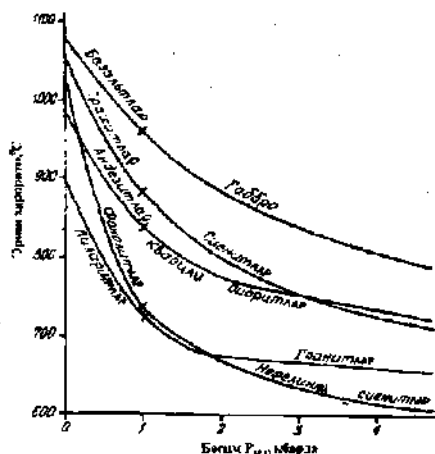
K/K	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	47,59	4,04	7,34	21,65	0,46	2,89	10,02	2,14	0,62	3,25
2	20,29	1,01	10,73	9,46	0,09	0,67	3,06	2,94	1,48	0,27
3	45,67	7,66	7,39	20,90	0,90	1,95	10,87	1,63	0,12	2,91
4	70,79	2,75	10,59	7,28	0,15	0,82	4,11	2,19	0,80	0,52
5	43,40	4,08	7,30	24,11	0,36	2,23	9,39	1,83	0,77	6,53
6	68,75	2,01	11,73	6,54	0,15	0,92	4,28	2,86	1,06	1,70
7	40,13	3,49	6,13	26,29	0,51	2,51	11,42	1,57	0,20	7,75
8	70,66	1,18	10,92	7,92	0,19	0,66	3,92	2,08	1,56	0,91
9	43,44	4,37	6,74	28,40	0,59	2,17	9,76	2,11	0,25	2,17
10	66,90	1,49	11,03	10,00	0,23	0,98	4,03	3,18	0,97	1,19
11	36,36	-	19,54	27,41	0,22	3,23	6,30	4,10	2,84	-
12	64,75	-	13,54	8,34	-	1,59	4,63	5,39	1,76	-
13	44,86	3,22	7,96	30,76	-	0,30	10,09	2,32	0,49	-
14	75,61	0,29	13,11	2,02	-	0,19	0,51	4,34	3,93	-
15	44,06	3,97	3,36	37,61	0,61	0,81	8,77	0,41	0,10	0,30
16	73,76	0,62	12,81	5,00	-	-	2,50	4,06	1,25	-
17	39,80	4,24	2,46	37,65	0,33	0,56	11,28	-	0,33	3,35
18	78,49	0,21	12,74	2,78	-	-	1,50	3,21	0,96	0,11

Analizlar qayta hisoblanib «suvsiz modda» shakliga keltirilgan.

Ko'rinib turibdiki ular SiO₂, TiO₂, K₂O, Na₂O, Fe₂O₃, FeO bo'yicha bir-biridan katta farq qiladilar.

Variollar va jadvalda keltirilgan matriks jinslar tarkibiga mos keladi va ular ham likvatsion mexanizm asosida hosil bo'lganligini ko'rsatadi. Bu ikki tarkibdagi jinslarni o'zaro qiyoslash yana shuni ko'rsatadiki, matriks temir bilan nihoyatda boyib boradi va shu jihatdan ular ba'zibir meteoritlarga o'xshaydi.

Likvatsiya jarayonlari har xil asosli jinslarda ham keng tarqalgan. Bular da likvatsiya natijasida titan va temirni to'planishi kuzatiladi, yagona bazalt eritmasi ikki suyuqlikka ajraladi (tomchisimon variollar va vulqonik shisha). Bunday tekstura misoli 1.8-rasmda keltirilgan.

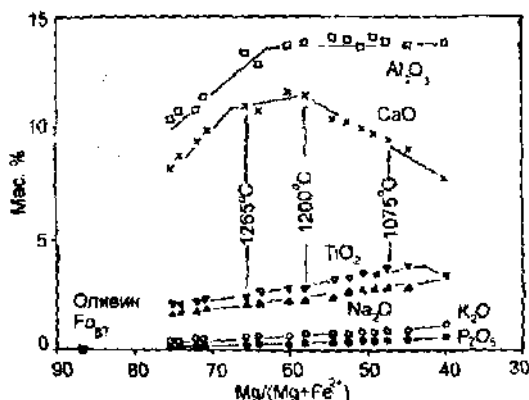


1.8-rasm. Har xil turdagi magmalarning vulqonik (I) va (II) plutonik sharoitda kristallanish jarayoni (A.A. Marakushev, 2000).

Magmalarning uzil-kesil shakllanishi solidus chiziqlari bilan belgilangan. Asosli magmalar kristallanishini, bosimi likviudus punktir chiziqlari bilan ko'rsatilgan.

Flyuid-magmatik differensiatsiya jarayonlarini tahlil qilar ekanmiz, uchuvchan moddalarning kristallanish jarayonlariga umumiy ta'sirini alohida ko'rsatish kerakligini izohlash zarur deb hisoblaymiz. Yuqoridagi boblarda keltirilgan ma'lumotlar shuni ko'rsatadiki, vulqonik jinslar (vulqonik qoplamalar, subvulqonlar, ekstruziyalar) yer yuzasida, yoki unga yaqin sathlarda flyuidlar bosimi nisbatan past va harorat yuqori bo'lgan sharoitda shakllanadilar.

Plutonik jinslar esa flyuidlar bosimi yuqori, ammo harorat nisbatan past bo'lgan sharoitda tashkil topadilar. Bu munosabatlar 1.8- rasmda ko'rsatilgan va flyuidlar, xususan suv bosimining kristallanish jarayoniga ta'sirini ko'rsatadi.



1.9-rasm. Toleitli bazaltlardagi plagioklaz (Rl) va piroksen (Rx) kristallari orasidagi magmatik eritmaning likvatsiyasi (A.R.Filpots, bo'yicha, Konnektikut, A+Sh).

Rasmda ikki tarkibdagi vulqonik shisha ko'rsatilgan: 1 - qo'ng'ir Rx - magnetitli va 2 - shaffof, temiri kam bo'lgan shisha.

Rasmdan ko'rinib turibdiki, bazaltlar $950-1100^{\circ}\text{S}$ da shakllansa, ularni plutonik muqobili gabbrolar - $850-900^{\circ}\text{S}$ da hosil bo'ladi. Shunga o'xshash, andezitlar - $850-1000^{\circ}\text{S}$, dioritlar - $750-850^{\circ}\text{S}$, liparitlar - $950-1000^{\circ}\text{S}$, granitlar - $680-780^{\circ}\text{S}$ va hokazo. Bu ma'lumotlar har xil geotermometrlar yordamida olingan natijalar bilan ham tasdiqlanadi.

Vulqonik jinslarni mineralogik tarkibi, mineral ajratmalarining xususiyati ham ushbu munosabatlar natijasida bir qator o'zgarishlarga uchraydi. Birinchidan, minerallarni atom strukturasi ancha tartibsiz holatda bo'ladi, hosil bo'lish harorati ko'tariladi (anortoklaz, sanidin, kristabalit, mullit va boshqalar). Ikkinchidan, bunday sharoitda hosil bo'lgan eritmalar atrof jinslarga yuqori haroratli ta'sir ko'rsatib har xil buxitlar¹ hosil qilish mumkin. Va nihoyat, ushbu munosabatlar magmatizm rivojlanishida uchuvchan moddalar bosimining kristallanish jarayoniga ta'sirini yaqqol ko'rsatadi.

¹Buxit - asos tog' jinslar ta'sirida hosil bo'lgan, erigan tog' jinsi.

Magmalardan uchuvchan komponentlarning ajralishi, magmani keskin ravishda sovushiga olib keladi va uning tarkibida vulqonik shishalar, har xil zonal ajralmalar hosil bo'ladi.

1.7. Assimilyatsiya, gibridizm jarayonlari

«Assimilyatsiya» atamasi «o'zlashtirish» ma'nosini anglatadi va petrologiyada bu atama magmalar tomonidan atrof-muhit jinslarini o'zlashtirish, goho eritib yuborish va magmaning tarkibini o'zgarishini bildiradi. Magmatik eritma atrof-muhit jinslar tarkibidan ancha farq qilgani uchun bu jarayon tez va shiddat bilan kechadi. Ushbu jarayonni o'rganishda «kontaminatsiya» va gibridizm atamalari ham ishlatiladi. Umuman olganda, bu atamalar ma'no jihatdan bir-biriga yaqin va sinonimlar sifatida qaralishi kerak, ammo kontaminatsiya magmaning atrof-muhit jinslari tomonidan ifloslanishi, uning tarkibini birmuncha o'zgarishini bildiradi (masalan, granitlar pelit yotqiziqlarining assimilyatsiya qilgan deyish mumkin).

Assimilyatsiya jarayonlari tabiatda keng tarqalgan, chunki magmaning harorati atrof jinslarga nisbatan ancha baland (650-1100°S). Bu jinslarningko'lam, kechish tezligi magmalar tarkibi va ularning tabiiy holatiga bog'liq.

Mantiya hosilasi bo'lgan asosli (bazalt) va o'taasosli (peridotit, pikrit) magmalar yer yuzasiga qarab harakat qilganda u yoki bu hajmdagi yer qobig'i mahsulotlarini o'zlashtiradi. Bu jarayonni kechishi uchun magmalarning yuqori harorati (~1100-1200°S), tarkibi katta ahamiyatga ega. Yer qobig'i tarkibidagi har xil gneyslar, slanetslar, gillar, ohaktoshlar bo'laklari yuqori haroratli (>1200°) magmada eriy boshlaydi. Nisbatan yengil, past haroratli (700-800°S) kvars, dala shpatlar kabi minerallar avval o'taasosli magmalar ichida eriydi, nordon suyuqlik hosil qiladi, keyinchalik asosli magma tarkibiga kirib ketadi. Bunday jarayon pirovardida asosli magmalarni Si, K, Na, Rb, Cs, Li kabi elementlar bilan boyitadi, izotoplarning (ayniqsa Sr^{86} va Sr^{87}) aralashuviga olib keladi. Agarda assimilyatsiya jarayonida yuqori haroratga ega bo'lgan atrof-muhit jinslari ishtirok qilsa, ularni eritish uchun

magmaning harorati yetmasligi mumkin (masalan, olivinli va granatli gneyslar, 1300-1400°S). Bunday holatda ushbu yuqori haroratli minerallar magma tarkibida saqlanib qoladi va ularni «ksenokristallar», ya'ni begona kristallar, sirasiga kiritadilar. Bu minerallar o'z tarkibini magmatik eritma ta'sirida birmuncha o'zgartiradi (masalan, magniyli olivinlar temirli turlar - fayalitga o'taboshlaydi).

Assimilyatsiya jarayonlari granitoidlar misolida juda yaxshi o'rganilgan. Granitoid magmalar o'taasosli, asosli jinslar ichiga kiraboshlaganda ularni to'la-to'kis erita olmaydi, chunki granitoidlardagi harorat (700-850°S) ga teng. Ammo bunday jinslar bilan har xil kimyoviy reaksiyalarga kiradilar. Natijada nordon granit eritmalar Fe, Mg, Ca bilan to'yinib o'z asosligini birmuncha oshiradi va, ayni bir paytda, atrof-muhit jinslarini Si, K, Na, goho Al_2O_3 bilan boyitib boradi va maxsus minerallar hosil bo'la boshlaydi (slyudalar, kaliyli dala shpatlari, nordon plagioklazlar, kvars).

Nordon magmatik eritmalarining har xil tarkibdagi jinslar bilan aloqadorligi va reaksiyalarga kirishi bir necha xil assimilyatsiya turlari mavjudligini isbotlab beradi. H.M. Abdullayev, I.M. Isamuhamedov, I.H. Hamroboyev (1958) assimilyatsiyani quyidagi turlarini ajratadilar.

1. Temir-magniyli (asosli, o'taasosli magmatik jinslar, doloMITlar, Fe, Mg boyigan gneyslar, amfibolitlar bilan bo'lgan kontaminatsiya jarayonlari natijasida hosil bo'ladi).

2. Karbonat (asosan, marmarlar, ohaktoshlarni o'zlashtirish natijasida paydo bo'ladi) va granitlarning ishqorligi oshadi.

3. Alyumosilikat (har xil slanetslar, gneyslar, gillar, umuman Al_2O_3 boyigan jinslarni o'zlashtirish natijasida tashkil topadi).

Shuni alohida ta'kidlash zarurki, o'zlashtirish jarayonlari magmatik jinslarni yer yuzasida sodir bo'lgan turlari ko'proq va batafsilroq o'rganilgan. Buni biz adabiyotlarda «atrof assimilyatsiya» deb ataymiz. Yerni ichki qismida, ya'ni magmatik o'choqlar sathidagi o'zlashtirish jarayonlarni, ko'pincha, «chuqurlik» assimilyatsiyasi deyiladi. Bunday assimilyatsiya natijasida, asosan, kimyoviy moddalarning qayta taqsimlanishi kuzatiladi. Masalan,

granitoidlar, ohaktoshlar, dolomitlar va boshqa karbonatlarni yorib o'tganda skarnlar hosil bo'ladi, granitoidlarda ishqoriy moddalar miqdori ko'payadi va hokazo. O'z navbatida, cho'kindilar ham Al_2O_3 , SiO_2 kabi moddalarga birmuncha boyib boradi.

Bu vaziyatda har xil tarkibdagi magmatik eritmalar aralashuvi sodir bo'lishi mumkin. Turli sathlarda hosil bo'lgan magmalar aralashuvi tabiatda ancha keng tarqalgan bo'lib, magmatik jinslarning tashqi ko'rinishida, mineralogik tarkibida o'z aksini topadi. Shunga asoslanib V.S.Popov bir qator magmatik aralashuv jarayonlar mezonlarini aniqlagan. Bular qatoriga quyidagilar kiradi: a) tabiatda keng tarqalgan murakkab daykalar, ya'ni asosli va nondon tarkibga ega bo'lgan daykalar (Chotqol-Qurama tog'larida juda keng tarqalgan); b) tog' jinslar, ayniqsa granitoidlar tarkibidagi avtolitlar va boshqa qo'shimchalar; g) har xil taksit tuzilishga ega bo'lgan jinslar.

Chuqurlikda bo'ladigan assimilyatsiya jarayonlarini aniqlash ancha murakkab kechadi. Bu jarayon haqida nozik geoximik tadqiqotlar natijasida olingan dalillar katta ahamiyatga ega. Masalan, bazaltlar, doleritlar tarkibida goho ularga mansub bo'lmagan kvarsni paydo bo'lishi (kongo- diabazlar), Rb, Cs, Li ni notekis taqsimlanishi shular jumlasidandir.

Yuqoridagi boblarda magmatik tog' jinslarining rang-barangligini ko'rsatishga harakat qilgan edik. Ularning kelib chiqishida, birinchi navbatda, bir qator petrogenetik jarayonlar (assimilyatsiya, differensiatsiya, gibridizm, likvatsiya), chuqurlik fatsiyalari va hosil bo'lish sharoitlari katta ahamiyatga ega. Bularning barchasi magmatik jinslarning genetik xususiyatlarini aks ettiradiva shu nuqtai nazardan, barcha magmatik jinslarni yirik uch guruhga ajratishimiz mumkin, ya'ni:

a) mantiya sharoitida hosil bo'lgan jinslar. Ularning asosiy manbai - yuqori mantiya hisoblanadi;

b) Yer qobig'i sharoitida hosil bo'lgan jinslar;

v) magmalar va magmatik o'choqlar hosilalari aralashuvida tashkil topgan jinslar.

Magmatik jinslarning bunday taqsimlanishi, boshqa an'anaviy tassavurlarni inkor qilmaydi, balki ularni umumlashtirishga harakat

qiladi. Yuqorida ko'rsatilgan uch turdan qat'iy nazar, tabiatda meteoritlar bilan bog'liq bo'lgan impakt jinslar ham keng tarqalgan.

1.8. Mantiyada hosil bo'lgan magmatik jinslarning kelib chiqishi

Yuqori mantiya sharoitida tashkil topgan tog' jinslarining turlari ko'p. Ba'zi tadqiqotchilar, ko'pincha, granitlar va andezitlarni ham yuqori mantiyada hosil bo'ladi deb talqin qiladilar, ammo bunga ilmiy asoslar yo'q, bo'lsa ham, juda katta bahslarga sabab bo'lmoqda. Mantiya sharoitida hosil bo'lgan jinslarni tadqiqotchilar quyidagi turlarga ajratganlar: 1) o'z tarkibini shakllanish davrida o'zgartirmagan jinslar (komatiitlar, pikritlar); 2) mantiyada vujudga kelgan eritma hosilalari (bazaltlar, boninitlar); 3) mantiya magmalarining kumullatlari, ya'ni mantiyada hosil bo'lgan jinslarning kristallaridan tashkil topganlar.

Ma'lumki, mantiyada hosil bo'lgan magmatik eritma Moxorovichich yuzasidan pastda yotgan jinslarning, xususan peridotitlarning qisman erishi bilan bog'liq. Bu jarayon 1250°-1400°S da boshlanadi. Hosil bo'lgan magmaning suyuq qismi yuqoriga ketgandan so'ng, yuqori mantiyada kristallar aralashmasidan iborat bo'lgan restit (qoldiq) saqlanib qoladi. Restit tarkibi, asosan, olivindan (Fo₉₀₋₁₀₀) iborat.

Demak, birlamchi paydo bo'lgan magma olivinga nisbatan to'yingan va kristallanish jarayoni undan boshlanishi zarur. O'z-o'zidan ko'rinib turibdiki, bu olivin ham MgO ga boy bo'lishi shart.

Hozirgacha o'tkazilgan bir qator tajribalar asosida shuni aytish mumkinki, olivin va u bilan muvozanatda bo'lgan eritma o'rtasida quyidagi aloqadorlik mavjud:

$$\frac{(Fe^{+} / Mg)_{or}}{(Fe^{+2} / Mg)_m} = 0,3$$

m — eritmadagi Fe⁺ va Mg miqdori.

Demak, Fe_{90} (forsterit) bunday eritmalaridan hosil bo'lishi mumkin, chunki ushbu eritmada $\text{Fe}^{+2}/\text{Mg}=0,37$ va $\text{Mg}/\text{Fe}^{+2}+\text{Mg}=0,73$. Bu natijalar shuni ko'rsatadiki, birlamchi eritma magniyya boy bo'lgan va tarkibi bo'yicha pikritlar, pikrobazaltlarga to'g'ri keladi. Ushbu tasavvurlar bir qator tajribalar bilan isbotlangan. Masalan, E.Takasaxi ma'lumotlari bo'yicha, bosim 1 GPa 14 GPa dan gacha o'zgarganda MgO ni miqdori 8,4% to 37,8% ko'payib boradi.

Mantiya sharoitida hosil bo'lgan magmatik eritmalarining boshqa xususiyatlari bosim, harorat, magmalarining tarkibi, suyuqlikning miqdori bilan bog'liq bo'lishi mumkin.

Mantiyadagi modda tarkibi birinchi navbatda, undagi yengil moddalar miqdorini belgilaydi. Bu moddalar, ayniqsa K va Na eritmadan hosil bo'lgan suyuqlikka o'tadi. Shuni aytish kerakki, natriyning manbai sifatida klinopiroksen tarkibidagi jadeit komponenti va natriyli amfibollar hisoblanadi; kaliyning manbai sifatida flogopitlar bo'lishi mumkin.

Xullas, mantiya manbaida bu elementlar qancha ko'p bo'lsa, hosil bo'lgan eritma va suyuqlik ular bilan shuncha boyib boradi.

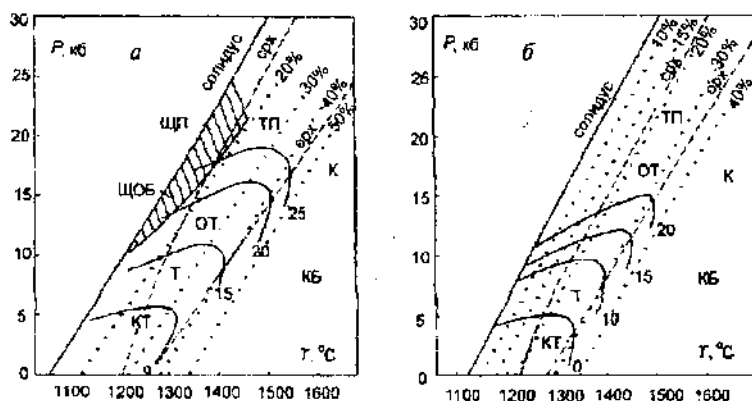
Qolgan moddalarning (Fe, Mg, Ca) taqsimlanishi, nafaqat, manba tarkibidan, balki bosim (ya'ni hosil bo'lish chuqurligi) bilan uzviy bog'langan.

Ko'pchilik tadqiqotchilarning fikricha, mantiyada sodir bo'layotgan magma hosil bo'lish jarayonini quyidagicha tasavvur qilish mumkin. Misol sifatida sodda tarkibdagi lersolitni olaylik. Uning tarkibida suv ham, SO_2 ham nisbatan kam. Ushbu sodda lersolitni erish natijasida olivin, ortopiroksen va granat bilan muvozanatda bo'lgan evtetik suyuqlik hosil bo'ladi. Bulardan pirosenlar, shpinel va plagioklaz eritmaga o'tadi, olivin va ortopiroksen esa restitda saqlanadi. Bulardan tashqari, xromli shpinel ham restitga o'tadi.

Bosimning oshib borishi (ya'ni magmatik o'choqlarning chuqurlashuvi) suyuqlikda olivinning miqdorini oshib borishiga olib keladi, ammo ortopiroksen miqdori birmuncha kamayib boradi. Shu sababdan magmatik o'choqlar chuqurlashib, mantiyaga kirib borgani sari magmatik eritmalar tarkibida magniyning miqdori

oshadi, kremniy miqdori esa kamayadi. Masalan, 1 GPa bosimda SiO_2 miqdori 29,2% teng, 14 GPa bosimda esa - 45,2% ga teng.

Bu sohada o'tkazilgan bir qator tajribalar (A.L.Djeyks, D.X.Grin, 1980) ushbu xulosalarni isbotlab beradi. Lersolitlarni qisman (20-30%) erishi natijasida (50-80 km chuqurlikda, $R=15-20$ kbar) hosil bo'lgan magmatik eritma tarkibi pikritga to'g'ri keladi. Magma hosil bo'lish chuqurligi pasaygan sari (30-50 km, $R=10-15$ kbar) magniy miqdori kamayadi va olivinli, toleitli bazaltlar paydo bo'ladi. Erish jarayoni faolroq va tezroq o'tsa, hosil bo'lgan eritma tarkibi barcha gipsometrik sathlarda pikrit va komatiit tarkibidagi jins hosil qiladi. Agar erish natijasida suyuq faza kam bo'lsa, ($>20\%$) 20-30 km chuqurlikda hosil bo'lgan magmalar tarkibida ishqorlar ko'payib ishqorli pikritlar, bazanitlar, melanefelenitlar hosil bo'lishi mumkin (1.10-rasm).



1.10-rasm. Peridotitlar eritish natijasida olingan eritmalar tarkibi (A.L.Djeyks, D.X.Grin, 1980).

a - sodda lersolit; *b* - to'yinmagan lersolit; KT - kvarzli toleit; T - toleit;

OT - olivinli toleit; TP - toleitli pikrit; IOB - ishqorli olivinli bazalt;

IP - ishqorli pikrit; K - komatiit; KB - komatiitli bazalt. To'la chiziqlar - normativ olivin miqdori. Punktir chiziq - $R-T-Srx$ (klinopiroksen)ni yo'qolishi,

Orx nuqtalar yo'qolishi - suyuq faza.

Yuqoridagi mulohazalar, asosan, depletlashgan (ya'ni o'z tarkibidan bir qator yengil uchuvchan moddalarni chiqargan) peridotitlar haqida borgan edi. Agar peridotitlar tarkibida ushbu

moddalar bo'lib (flogopitli va amfibolli peridotitlar) va ular erish jarayoniga uchrasa, birinchi navbatda, suvsizlanish jarayoni sodir bo'ladi. Hosil bo'lgan suv (OH^{-1}) magmatik suyuqlik tarkibida eriydi, ammo magmani suvga to'yintira olmaydi. Flogopit va amfibol uchun bunday sharoit 15-20 km chuqurlikda sodir bo'ladi.

Mantiya sharoitida hosil bo'lgan magmalarning tarkibi suyuq eritma restitdan qaysi yo'l bilan ozod bo'lganiga ham bog'liq. Agar magma hosil bo'lish jarayonida suyuqlik (magmatik eritma) barcha kristallar bilan muvozanatda bo'lib saqlansa, magmaning asta-sekin qizib borishi natijasida kristallar eritmaga o'tib boradilar va pirovardida eritma tarkibi birlamchi eriyotgan lersolit tarkibiga mos keladi. Bunday vaziyatda o'tasosli lavalalar (komatiitlar) hosil bo'ladi.

Ammo hosil bo'lgan eritma tezda kristallik restitdan uzoqlashsa, uning tarkibi o'zgaruvchan bo'ladi (dunitlardan to bazaltlargaacha).

Yuqoridagi mulohazalardan kelib chiqib, ba'zibir birlamchi magmalar tarkibiga mos keladigan jinslarning kelib chiqishini ko'rib chiqaylik.

Komatiitlar va pikritlar

Ma'lumki komatiitlar va pikritlar o'tasosli vulqon jinslar qatoriga kiradilar. Ularning tarkibi, hosil qilgan jinslar shakli, tuzilishi oldingi boblarda batafsil ko'rsatilgan.

Hozirgi vaqtda olingan ma'lumotlar shuni ko'rsatadiki, 30-35% MgO ga ega bo'lgan birlamchi komatiit eritmalar (magmalar) depletlashgan lersolit erishi natijasida 100-200 km chuqurlikda hosil bo'ladilar.

Bu vaziyatda erish natijasida 30-40% magmatik eritma hosil bo'ladi. Agar hosil bo'lgan eritmaning miqdori bundan kam bo'lsa, magmalar kattaroq chuqurlikda (200-500 km) paydo bo'ladi. Komatiit magmalarning harorati 1800° ni tashkil qiladi va 1650° da sovib qota boshlaydi. Mazkur eritmalarining qayishqoqligi nihoyatda past bo'lgani uchun (0,01-1,0, puaz) ular katta tezlik bilan (soatiga 40-50 km) yer yuzasiga chiqadi va ingichka, qalin bo'lmagan qoplamalar tashkil qiladilar. Eritmani nihoyatda tez sovushi natijasida bir qator skeletsimon kristallar paydo bo'ladi, spinifeks tuzilmalari yaratiladi.

Pikritlarga kelsak, ular komatiitlarni tarkibiga nisbatan Ti, Fe, Na, K bilan to'yingan. Ularning tarkibida ishqoriy elementlar ham ko'proq uchraydi va goho ularning mineralogik tarkibida amfibol-lar va slyudalar paydo bo'ladi (slyudali, amfibolli pikritlar). Bu minerallar magmatik eritma tarkibida suvning borligiga ishora qi-ladi. Pikritlarning asosiy massasida ham bir qator suvli minerallar mavjudligi aniqlangan. Yuqoridagi pikritlarning xususiyatlaridan kelib chiqib, shuni xulosa qilish mumkinki, ular ham komatiitlar tashkil topgan chuqurlikda hosil bo'lgan, ammo depletlashgan ler-solitlar hisobiga emas, balki o'zgarmagan, ishqor va suvga nisbatan boyroq bo'lgan peridotitlar erishi natijasida hosil bo'lgan. Pikritlarni ishqorlarga to'yinganligini birlamchi magmalar tar-kibida amfibol mavjudligi bilan tushuntirish mumkin.

Pikritlar tarkibidagi suv komatiitlarga nisbatan haroratni pa-saytiradi. Kristallanish jarayonlar pikritlarda 1450°S boshlanadi va 1170°-1250°S da tamom bo'ladi.

Kimberlitlar va lamproitlar

Kimberlitlar va lamproitlar tabiatda kam uchraydigan, juda katta chuqurlikda hosil bo'lgan (manbasi) o'taasos vulqonik jinslar si-rasiga kiradi. Ko'pchilik holatlarda bular bilan bir qator olmos kon-lari mavjud (Janubiy Afrika, Yakutiya, G'arbiy Avstraliya). Ammo olmos barcha kimberlit va lamproitlar bilan ham uchrayvermaydi. Kimberlitlarning kelib chiqishini tahlil qilar ekanmiz, ularni quyidagi geologik va petrografik xususiyatlarini nazarda tutishimiz zarur.

Birinchidan, kimberlitlar kichik portlash trubkalari, diatremalar va daykalar hosil qiladilar va doimo platformalardagi rift tuzilmalarida uchraydilar. Diatrema va portlash trubkalarining di-ametri 1 km dan oshmaydi va ko'pincha 10-100 m atrofida bo'ladi. Tarkiban kimberlitlar boshqa o'taasosli ishqor jinslar bilan birga uchraydilar, ayniqsa alnyoit va melilititlar bilan.

Ikkinchidan, kimberlitlarning ichki tuzilishi va tarkibi ham katta ahamiyatga molik, ayniqsa ularning ichki tuzilishi. Ma'lumki, bar-cha kimberlitlar brekchiyasimon tuzilishga ega, ularning tarkibida har xil ksenolitlar (eklogitlar, peridotitlar, piroksenitlar), yirik fe-

nokristallar (Ol, Rx, Amf, Bi, Pl) va serpentinishgan va karbonatlashgan asosiy massa keng tarqalgan. Porfir ajralmalarining kattaligi ularga maxsus nom («megakristall») berishni taqozo qiladi.

Ksenolitlarning, ya'ni begona jins bo'laklarining tarkibi har xil, ammo mantiya sharoitida hosil bo'lganlari: granatli peridotitlar, eklogitlar, piroksenitlar orasida keng tarqalgan. Piroksenlar va granatlar tarkibidan kelib chiqib, bu qo'shimcha (ksenolit) lar 900-1400°S haroratda va 4-6 GPA bosim sharoitida hosil bo'lganligini aniqlash mumkin. Ushbu sharoit 120-210 km chuqurlikka to'g'ri keladi va olmos tarqalishi mumkin bo'lgan hududning yuqori chegarasini belgilaydi (V.S.Popov, 2001).

Eklogitlar ham ushbu, juda katta bo'lgan chuqurlikni ko'rsatadi, ayniqsa ular tarkibidagi koesit, korund, distenning mavjudligini nazarda tutsak. Bunday ksenolitlarni kimberlit magmasi tomonidan o'zlashtirilishi, parchalanishi olivin, ortopiroksen, klinopiroksen kabi minerallarning paydo bo'lishiga olib keladi va bularning barchasi tarkibida xrom (Cr) bo'ladi. Ba'zibir eklogitlarning tarkibida olmos bo'lishi mumkin; olmosli eklogitlar olmosli peridotitlarga nisbatan ko'proq uchraydi. Goho, kimberlitlar tarkibida olmosning alohida, mustaqil ksenokristallari ham kuzatilgan.

Uchinchidan, olmosning tarkibida ham bir qator juda mayda (mikroskopik katta-kichiklikdagi) qo'shimchalar mavjud: grossulyar tarkibidagi granatlar, jadeitga to'yingan klinopiroksen va rutil, piropli, yuqori xromli (>5%) granatlar va hokazo. Kimberlitlar tarkibidagi qo'shimchalarni yana bir xususiyati shundan iboratki, barchasi yuqori mantiya sharoitida ikkilamchi metasomatoz jarayonlarini boshidan kechirganlar va natijada flogopit, amfibol (kaliyli rixterit), ilmenit, rutil hosil bo'ladi. Shunisi ahamiyatliligi, bunday metasomatik jarayonlar bu bo'laklarning kimberlit magmasiga tushguncha sodir bo'lgan.

Kimberlitlardagi megakristallar (katta kristallar) olivin, piroksen (Ol, P_x), granat, pikroilmenit va flogopitdan iborat. Ularning ko'pchiligi katta-kichikligi 2 sm dan ko'proq, goho 10-15 sm ga yetadi. Demak, bular yuqorida ko'rsatilgan mantiya ksenolitlari hisobiga hosil bo'la olmaydi. (Ulardagi minerallarni katta-

kichikligi 2-4 mm dan oshmaydi). Megakristallar tarkibida xromni miqdori kam, aksincha titan ko'p. Ular 1130-1315°S da, quyidagi tartibda hosil bo'ladilar: $O_{px} \rightarrow OL \rightarrow \text{granat} \rightarrow C_{px}$.

To'rtinchidan, kimberlitlarning asosiy massasi bir necha marta tashkil topgan kaltsitdan iborat. Kuzatishlar shuni ko'rsatadiki, bu kaltsit karbonat eritmadan hosil bo'lgan. Gomogenizatsiya usuli bilan ushbu kaltsitning harorati 700-750° ga teng. Shunday qilib kimberlitlarda uglerodning ikki turi: sof turi (olmos) va karbonat bilan bog'liq turi (kaltsit) mavjud. Ularning izotop tarkibi deyarli bir xil $\delta^{13}S_{a}-(1-10\%)$ va umumiy mantiya manbaga ishora qiladi.

Kimberlitlar tarkibidagi ba'zi bir siderofil va xalkofil elementlar (Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn) o'ta asosli mantiya jinslaridan katta farq qilmaydi. Ammo kimberlitlar bir qator litofil (Li, Rb, Cs, K, Ba, La, Ce, Zr, Nb, Ta) elementlarga to'yingan bo'ladi.

Kimberlitlarning ushbu geologik va petrografik xususiyatlari ularning kelib chiqishini tasavvur qilish va umumiy soddalashtirilgan modelini yaratish imkonini beradi.

Kimberlit magmasi yuqori mantiyadagi olmos-grafit muvozanatiga mos keladigan sathdan pastroqda, yoki uni atrofida shakllanadi (150-210 km).

Bu jinslar tarkibidagi litofil elementlarning taqsimlanishi shuni ko'rsatadiki, bu vaziyatda kimberlit magmasi sodda, birlamchi lersolitning qisman erishi natijasida hosil bo'ladi.

Hisoblar va o'tkazilgan tajriba natijalaridagi suyuq faza hajmi 1% atrofida bo'lishi mumkin. Ammo bu vaziyatda olivinni (demak, MgO ni) katta miqdorini qanday tushuntirish mumkin? Sodda lersolitni erishi natijasida olivin megakristallari, flogopit, amfibol hosil bo'lmaydi va tabiiyki, bu qarama-qarshilikni yechish uchun boshqa sabab qidirish kerak.

Agar kimberlit tarkibidagi magmalarning sodda lersolit hisobiga emas, balki metasomatik tarzda o'zgargan, litofil elementlar bilan to'yingan mantiya mahsulotini qabul qilsak, kimberlitlarning yuqorida keltirilgan xususiyatlarini tushuntirish imkoni yaratiladi. Tadqiqotchilarning fikricha, bu ilmenit-flogopit va karbonatlashgan lersolitga to'g'ri keladi.

Bunday jinsni 1200° dan ko'proq bo'lgan sharoitda qizib borishi flogopitning parchalanishiga, piroksen, granat va karbonatni (kaltsiyni), apatitni, ilmenitni eritmaga o'tishiga olib keladi. Shu yo'l bilan MgO, Ca, ishqorlar, fosfarga to'yingan kimberlit eritmasi hosil bo'ladi.

Kimberlit magmasining manbalari karbonatlashgan, metasomatik tarzda o'zgargan peridotitlar tarqalgan hududlarda paydo bo'ladilar. Ularning qayishqoqligi past bo'lgani uchun, bunday magmatik eritma o'z harakati davrida olmosli peridotitlar, eklogitlar bo'laklarini olib ketaboshlaydi va bu bo'laklar parchalangan sari kimberlitlar tarkibida mustaqil olmos kristallari hosil bo'ladi.

Shuni ham alohida ta'kidlash zarurki, hosil bo'lgan ishqorli kimberlit eritmasi olmos-grafit muvozanatiga nisbatan yuqori oksidlanish potensialiga ega. Shuning uchun olmosni oktaedrik birlamchi kristallari kimberlit magmasiga tushgandan so'ng oksidlanishi, erishi, chegaralarini yo'qotishi (rezorbsiya) mumkin. Eklogit va peridotit moddalarini bularni saqlab qolsa, olmos kristallari kimberlitning ichida saqlanadi.

Kimberlit magmasining yer yuzasiga chiqishi juda katta tezlik bilan sodir bo'ladi. Bunga asosiy sabab bu turdagi eritmaning nihoyatda suyuqliligi, H₂O va SO₂ ning mavjudligi. N₂O va SO₂ ni miqdori ushbu magmani ikki biri ikkinchisi bilan aralashmaydigan eritmaga ajratib yuboradi (likvatsiya jarayoni). Bu jarayon 2,5 GPA bosim, 70-90 km chuqurlikda sodir bo'ladi. 2,5-3 km chuqurlikda (R=40-80 MPa) suv, SO₂ va boshqa uchuvchan moddalariga to'yingan kimberlit eritmasining hajmi kengayib boradi va bu gaz, suyuqlik, har xil megakristallar va bo'laklardan iborat bo'lgan aralashma yer qobig'ini yoraboshlaydi va portlash trubkalari, diatremalar hosil qiladi. Hisoblar shuni ko'rsatadiki, bunday aralashmaning yer yuzasiga chiqish tezligi 400 m/s ga teng bo'lishi mumkin.

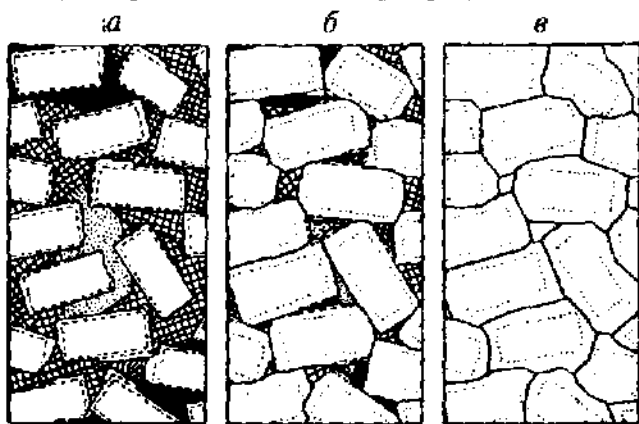
Shunday qilib N.L.Dobretsov, V.S.Popov, O.A.Bogatikovlarning fikricha, olmosli kimberlitlar yuqori mantiya (150-210 km) sharoitida shakllanadilar. Bu yerda bosim 5-7 GPa, harorat 1150-1500°S ga teng.

1.9. Mantiya magmalarining hosilalari va kumullatlari

Mantiya tarkibida hosil bo'lgan magmatik eritma yuqoriga ko'tarilish va sovish jarayonida differenziatsiya jarayonlariga duchor bo'ladi. Yuqoridagi boblarda ko'rsatganimizdek ushbu jarayon natijasida magmatik suyuqlik ham hosil bo'lgan kristallarni o'zgartiradi.

Magmatik differenziatsiyaning mohiyati qattiq fazani (kristallarni) suyuqlikdan ajralishini, kristallarning har xil sabablarga ko'ra to'planishini, suyuqlik ikki bir-biri bilan aralashmaydigan eritmalariga bo'linishini nazarda tutadi. Shu nuqtai nazardan kristallanish jarayonida birlamchi magma bir qator suyuqliklarga (differensiat) va kristallarga ajraladi. Bu ajralgan kristallar uyushmasi - kumulat nomini olgan. Misol sifatida tabiatda eng keng tarqalgan gravitatsion differenziatsiyaning ko'rsatishimiz mumkin. Bu jarayon natijasida ilk bor shakllangan minerallar o'z solishtirma og'irligiga qarab magmatik o'choqlar tubida yig'ila boshlaydi (olivinlar, piroksenlar, xromli shpinellar va hokazo). Kristallar (kumulatlar) orasidagi saqlanib qolgan suyuqlikni interkumulus deyiladi.

Kumulatlardan tashkil topgan jinslar (olivinitlar, dunitlar, piroksenitlar) o'ziga xos ichki tuzilishga ega (1.11-rasm).



1.11-rasm. Kumulatlarining tuzilishi. a - ortokumulat; b - mezokumulat; v - adkumulat (Filpotts bo'yicha, 1880)

1.10. Anortozitlarning kelib chiqishi

Yuqoridagi ko'rsatganimizdek, anortozitlar asosan plagioklazdan tashkil topgan, donador plutonik jinslar qatoriga kiradi. Oxirgi yillarda bularning vulqonik muqobillari ham aniqlangan (Yermakov, 1976; Dolimov, Ganiyev, 1988-1990).

Anortozitlar hozirgi vaqtda ikki yirik guruhga ajraladi: a) strati-form anortozitlar. Bular qatlamlangan intruzivlarda ma'lum «qatlam»larni hosil qiladilar; b) yaxlit, massiv yoki plutonlar sifatida uchraydigan anortozitlar. Ushbu guruhga kiradigan anortozitlarni adabiyotlarda mustaqil yoki avtonom anortozitlar ham deyishadi.

Avtonom yoki mustaqil anortozitlar, asosan, tokembriy davrida (1,7-0,9 mlrd.yil) shakllangan va ko'pchilik hollarda platforma va ularning qalqonlari bilan bog'liq. Ushbu jinslar kelib chiqishining ko'p tomonlari hozirgacha mavhum bo'lib kelyapti, ammo ularning magmatik tabiati ehtimollardan uzoq bo'lmasa kerak, chunki ba'zi bir anortozitlardan tashkil topgan massivlarda toblangan kontaktlar ajratilgan. Bu toblangan zonalar har xil gabbro, norit, gabbro-noritlardan iborat bo'lib, magmatik suyuqlikdan hosil bo'lganligini isbotlash uncha qiyin emas. O'tkazilgan petrologik tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, anortozitlar birlamchi kaltsiy va alyuminiyga to'yingan eritmadan (tarkiban norit, yoki leykonorit) hosil bo'lgan. Bunday eritmaning tarkibida Al_2O_3 ni miqdori 17-19% goho 21-25% ga teng bo'lishi mumkin. Plagioklaz va rangli minerallar nisbati 5:1 ga teng.

Bu tarkibdagi eritma mantiyadagi lersolitning erishi natijasida hosil bo'lishi mumkin, faqat hosil bo'lgan barcha minerallar, ayniqsa Sr_x , shpinel eritmaga o'tishi kerak. Bu shart 700-800 Mpa bosimda (20-30 km chuqurlikda) bajarilishi mumkin. Olivin va ortopiroksen eritmadan ajralishi natijasida magmatik suyuqlik plagioklaz bilan to'yinib boradi. Bu esa magmada Fe, Ti, fosfor va kaliyning oshib borishiga olib keladi.

1.11. Yer qobig'idagi jinslarning kelib chiqishi

Magmatik eritmalar, nafaqat, yuqori mantiyada, balki yer qobig'ining ichida ham nihoyatda keng tarqalgan. Bu yerda

«granit-metamorfik» va «granulit-bazit» qatlamlarining qisman erishi natijasida bir qator nordon va o'tanordon, ishqorli, asosli magmalar hosil bo'ladi va tabiatda nihoyatda keng tarqalgan siyenitlar, granitlar, riolitlar shakllanadi. O'z-o'zidan ma'lumki, quyida «granitlar» tushunchasini biz keng ma'noda ishlatmoqdamiz va bir qator diorit, granodiorit adamellit kabi jinslarni nazarda tutamiz. Yer qobig'ida xilma-xil qit'a po'stiga tarkib bo'yicha mos bo'lgan bazaltlar (shoshonitlar, latitlar, gabbrolar) ham shular jumlasiga kiradi. Ammo bular orasida granitlarning juda keng tarqalganligini inobatga olib, biz, asosan, ularning kelib chiqishini ko'rib chiqamiz.

N.L.Bouen, O.F.Tattl fikricha, granitlarning tarkibi Ab-Q-Or tizimida hosil bo'lgan eng past harorat bilan ajralib turadigan eritmalariga mos keladi. Shunday ekan, nordon magmalar hosilasi bo'lgan granitlar, ikki yo'l bilan tarkib topishi mumkin: ular yer qobig'idagi kvars - dala shpatli jinslarning qisman erishi, yoki boshqa tarkibdagi (masalan, bazalt) magmalarning kristallanish differentsiatsiyasi natijasida hosil bo'lishi mumkin.

Yer qobig'i jinslarining erishi natijasida hosil bo'lgan evtektik nordon eritmalarining harorati, ularning kelib chiqishida katta ahamiyatga ega.

Oddiy atmosfera bosimi sharoitida, agar eritmalar tarkibida suv bo'lmasa, granitlar 950° - 1000° da paydo bo'la boshlaydilar. Bosimni oshib borishi bilan granit eritmasining harorati 10% ga o'sib boradi. Eritma tarkibida suvning miqdori oshib borishi bilan harorat pasayadi. Suvga to'yingan magmatik eritmada bosimning o'sishi suv miqdori ko'payishiga va harorat pasayishiga olib keladi. Masalan, Q-Ab-Or tizimida bosim 500 Mpa sharoitida magmatik suyuqlik harorati 1000° S atrofida bo'ladi, ammo u suvga to'yinsa, harorat 650° C gacha tushib ketadi. Bunga litiy, fluor, bor qo'shilsa, harorat yanada pasayishi mumkin (650 - 500° S gacha). Suvga to'yingan, 950 - 900° da hosil bo'lgan granit tarkibidagi magmalar yer yuzasiga chiqmasdanoq qota boshlaydilar. Eritmada suv va boshqa uchuvchan moddalar miqdori qancha ko'p bo'lsa, harorat kamaygan sari eritma qotib intruziv jinslar hosil bo'ladi. Bunday yo'l bilan ko'pchilik «suvli», «past haroratli» granitoidlar hosil

bo'ladi. Misol sifatida Janubiy Tyan-Shandagi bir qator plutonlarni ko'rsatish mumkin (Zirabuloq, Qoratepa, Nurota plutonlari). Ushbu granitoidlar adabiyotlarda S-granitlar nomi bilan ham ma'lum. Suvga va uchuvchan moddalarga to'yinmagan va shu sababdan yuqori haroratga ega bo'lgan ($>950^{\circ}\text{S}$) eritmalar esa, yer yuzasiga chiqariladilar (masalan, Qurama tizmasidagi ba'zi massivlar).

G.B.Fershtater, V.S.Popovlar fikricha, nordon magmalardagi suv miqdori 2-4% dan oshmaydi, harorat esa $720-800^{\circ}\text{C}$ gacha bo'lishi mumkin. Bunday vaziyatda magmalar tezda kristallanib qota boshlaydilar va yer yuzasidan 2-3 km pastda shakllanadilar. Ammo magmada suv tanqis bo'lgan va harorat oshgan paytda ($900-950^{\circ}\text{S}$) nordon magmalar yer yuzasini yorib chiqishi mumkin va bir qator vulqon jinrlarini hosil qiladilar.

Ushbu umumiy ma'lumotlardan so'ng yer qobig'ida keng tarqalgan granitoidlar kelib chiqishiga o'tamiz.

Hozirgi vaqtda tabiatda keng tarqalgan xilma-xil granitoidlar ikki katta guruhga bo'linadilar: S - granitlar va I - granitlar. Ularning bunday bo'linish tarixi Anderson, Kennedi (1931), R.Deli (1934), G.B.Fershtater va D.S.Shteynberg (1968, 1971) va boshqa mutaxassislar ishlariga borib taqaldi. Avstraliyalik olimlar Uayt va Chappel (1974) butun granitoidlar majmuasini yuqoridagi S (sedimentary) va I (igneous) turlarga bo'lganlar. Bulardan tashqari, adabiyotlarda yana bir necha turlarni uchratamiz: A (anorogen), M (mantiya) granitlari va hokazo, ammo ularning kelib chiqishi mavhum, mualliflar tomonidan keltirilgan dalillar zaif va nochor bo'lgani uchun biz ularning muhokamasini quyida ko'rmaslikni lozim deb topdik.

S-granitoidlar burmalangan o'lkalarda, ayniqsa qit'alarning o'zaro to'qnashuv hududlarida, keng tarqalgan va bir qator yirik (bir necha ming km^2) plutonlar hosil qiladilar. O'rta Osiyoda ular Nurota, Chotqol, Zarafshon tizmalarida keng tarqalgan. Geofizik tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, avval faraz va tahlil qilingan chuqur batolitlar o'rniga, bir qator, gijdasimon jismlar hosil bo'ladi. Buni Nurota «batolitlari» misolida ko'rishimiz mumkin (Shmanenko, 1969). Ularning asosiy geologik va petrologik xususiyatlarini ko'rsatib o'taylik.

Birinchidan, bunday turga mansub plutonlar va massivlar abissal va mezoabissal fatsiya sharoitida hosil bo'ladilar (8-6 to 10 km gacha), ular tarkibining geokimyoviy va petrokimyoviy xususiyatlari atrof-dagi jinslar xususiyatiga mos keladi. Ya'ni ushbu turdagi granitlar poydevor cho'kindi jinslar erishi hisobiga hosil bo'ladi (Dolimov, 1972).

Ikkinchidan, ular atrof-muhitdagi jinslarning qisman erishi hisobiga hosil bo'ladi, tarkibida suv (OH^{-1}) va boshqa magmofil moddalar nisbatan ko'p bo'lgani uchun yer yuzasiga chiqmasdan, eritma hosil bo'lgan joydan uzoqlashmasdan tashkil topganlar. Shuning uchun ham bunday turdagi granitoidlar avtoxton va paraavtoxton plutonlar hosil qiladi.

Uchinchidan, yuqorida ko'rsatilgan S-granitlarning genetik xususiyatlari (ularni avtoxtonligi, atrof muhit jinslarga tarkiban mosligi) bularning yana bir xususiyatini belgilaydi, ya'ni ularni vulqonogen muqobillarini yo'qligi. Darhaqiqat, birorta ham S-turdagi eritma yer yuzasiga chiqmaydi va chiqaolmaydi ham.

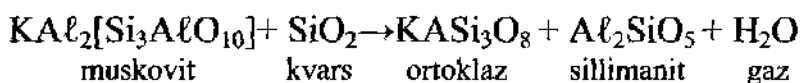
To'rtinchidan, S-turdagi granitoidlar tarkibi ham o'ziga xos xususiyatlarga ega. Ular tarkibidagi dala shpatlari (PL, KDSH) yuqori tartiblangan, past haroratli seriyalar sirasiga kiradi ($\Delta S=0,8-1,0$), rangli minerallar temirliligi nisbatan yuqori ($f=70-80$), magnetit miqdori kam, yoki butunlay uchramaydi. Kimyoviy tarkibi esa Al_2O_3 , ishqorlar boyishi bilan belgilanadi. Ko'pincha, ular tarkibida yuqori glinozemli, ikki slyudali granitlar keng tarqalgan bo'ladi.

Shu bilan bir qatorda S-granitlar tarkibidagi ksenolitlar tarkibini alohida ta'kidlab o'tish zarur. Ksenolitlar, asosan poydevor jinslardan iborat bo'ladi, ular ba'zi hollarda o'z yo'nalishini yo'qotmaydi va asosiy (direktiv) tuzilishini saqlab qoladilar va eng asosiysi, ularning tarkibi eritma tarkibi bilan nihoyatda mos keladi (Isamuhamedov, 1955; Oxunjanov, 1975; Ishbayev, 2007 va b.).

Xulosa qilib shuni ham aytish kerakki, S-turdagi granitlar qit'alar o'zaro to'qnashuvi natijasida, yer qobig'ining yuqori qismi qisman erishi natijasida paydo bo'ladilar. Granit eritmalar paydo bo'lishi, ko'pincha, metamorfizmning amfibolit fatsiyasi sathiga

to'g'ri keladi va adabiyotlarda «anateksis» jarayoni nomi bilan ma'lum.

Ultrametamorfizm jarayonlari natijasida paydo bo'lgan granit eritma hosil bo'lgan joyida deyarli saqlanib qoladi (shuning uchun ularni avtoxton deydlar). Ularning kristallanishi har xil migmatitlarni paydo qiladi (migma - yun. aralashma). Migmatitlar qo'shimcha, yangi hosil bo'lgan granit mahsulotidan (neosomalar) va metamorfik jinslar qoldiqlaridan (paleosoma) iborat. Granit eritmasi paydo bo'lishi uchun atrof jinslar tarkibida o'zlashtirilgan suvning bo'lishi shart. Suvning asosiy manbai - atrof metamorfik jinslardagi silyudalar hisoblanadi. Ular harorat oshgan sari parchalanib o'z tarkibidan suvni chiqaradilar. Masalan, metamorfik jinslardagi muskovit 600-650°C da parchalanishi natijasida ortoklaz va sillimanit hosil bo'ladi va suv (OH⁻¹) ajraladi.



Biotitni suvsizlanishi yuqoriroq haroratda (750-850°C) sodir bo'ladi. Amfibol esa 900-1000°C gacha saqlanadi.

Igranitlar ham tabiatda keng tarqalgan.

Yuqoridagi S-turdan farqli o'laroq, ular subduksiya hududlari yuqorisida, yirik vulqon mintaqalarida, qit'alarning faol chekkalarida hosil bo'ladilar. Misol sifatida Janubiy Amerikaning g'arbidagi And mintaqasini, Sharqiy Osiyo mintaqasini ko'rsatish mumkin. I granitlarning o'ziga hos bir qator xususiyatlari mavjud va ularni biz quyida ko'rsatib o'tamiz.

Birinchidan, bu turga mansub magmatik jinslar bir necha bir-biri bilan uzviy bog'langan, vulqonitlar va intruziv (plutonik) jinslardan tashkil topgan vulqono-plutonik seriyalar, formatsiyalar, komplekslar tashkil qiladi. Masalan, O'rta Osiyodagi Qurama-Chotqol tog'larida bunday komplekslar yuqori paleozoyda keng tarqalgan (mingbuloq svitasi va qoramozor kompleksi, riolit-granit formatsiyasi va hokazo). Bu turdagi granitoidlar ham nihoyatda katta maydonni egallagan plutonlar, gijdasimon lakkolitlar, shtoklar hosil qiladilar. Vulqonik va plutonik jarayonlarning o'zaro

aloqadorligi, yagona magmatik eritma hisobiga hosil bo'lganligi bir qator geologik va petrologik dalillar bilan isbotlanadi: a) ularning (ya'ni vulqonitlar va pluton jinslar) mutlaq yoshi bir-biriga yaqin, ammo ular bir vaqtda hosil bo'lmaydilar. Masalan, yuqorida ko'rsatilgan riolit-granit formatsiyasi quyi perm davrida shakllanadi (290-270 mln. y.). Ammo vulqonitlar 270-290 mln. y. yoshga ega, plutonitlar esa birmuncha kechroq shakllanadilar (270-280). Bunday murakkab formatsiyalarning shakllanishi vulqon jarayonlardan boshlanib, intruziyalar bilan tamomlanadi; b) vulqonitlar va ulardan so'ng hosil bo'lgan plutonik jinslar tarkibida bir xil turdagi minerallar keng tarqalgan (yuqori haroratli dala shpatlar, bir xil aksessor minerallar (magnetit, sirkon, apatit), jinslardagi ba'zi bir geoximik koeffitsiyentlar (K/Rb, Rb/Cs, Zr/Hf, Sr/Rb) bir-biridan katta farq qilmaydi va nihoyat, ulardagi Sr izotoplari ham deyarli bir xil bo'ladi. Masalan, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbati granit-riolit formatsiyasida 0,706-0,707 ga teng.

Ikkinchidan, I turga mansub magmatik jinslarda suv (OH^{-1}) va boshqa uchuvchan moddalar bosimi magmatik eritma hosil bo'layotganda uncha katta bo'lmaydi va shu sababdan bunday magmalar nisbatan katta haroratga ($>950^{\circ}\text{C}$) ega bo'ladilar va yer yuzasiga ko'tarilish qobiliyatiga egadirlar. Bunday vaziyatda alloxton (ya'ni o'z joyidan uzoqlashgan) intruzivlar, plutonlar, shtoklar hosil bo'ladi.

Ushbu magmatik jinslar tarkibi barcha xususiyatlar bo'yicha poydevor jinslaridan farq qiladi va ular qiyoslash koeffitsiyentlari ancha past bo'ladi.

Uchinchidan, I turdagi granitoidlar va ular bilan genetik ravishda bog'liq bo'lgan vulqonitlarning minerallar paragenezisi ($\text{Rx}+\text{R}\ell$, $\text{Rx}+\text{Orx}+\text{R}\ell+\text{Amf}$) bazaltlarga to'g'ri keladi. Petrografik va geoximik tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, ular birlamchi bazalt eritmasining kristallanishi natijasida hosil bo'lganlar. Misol sifatida bazaltlar qatlamlari orasida uchraydigan granofirlar, plagiogranitlar, keratofirlarni ko'rsatishimiz mumkin. Bu jinslarda umumiy nordon tarkibiga qaramasdan, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ ning MgO ning, CaO ning miqdori ancha ko'p bo'ladi.

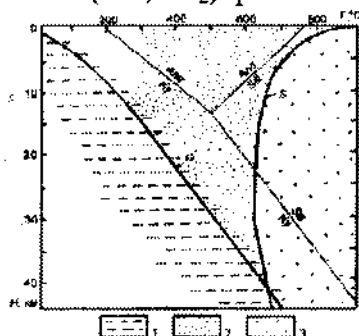
Xulosa qilib, shuni aytish mumkinki, Igranitlar, S-granitoidlardan farqli o'laroq, ultrametamorfizm, anateksis jarayonlari bilan emas, balki kristallizatsion differentsiatsiya bilan bog'liqdir. Shuning uchun ham ular yer yuzasiga yaqin joylarda, gipabissal va mezoabissal fatsiyalar sharoitida shakllanadilar, xilma-xil alloxtion intruziyalar hosil qiladilar. Ularning tarkibi poydevor tarkibi bilan emas, balki birlamchi magmatik o'choqlardagi magmalar bilan bog'liqdir. Bu ularning tarkibida uchraydigan asos va hattoki o'taasos tog' jinslarining ksenolitlari, avtolitlari va boshqa kompleks qo'shimchalar uchrashishi bilan isbotlanadi (Ishbayev, 2004, 2007).

2-bob. METAMORFIK JARAYONLAR

2.1. Metamorfizm turlari

Metamorfik jarayonlar yer yuzasida nihoyatda keng tarqalgan va faqat o'ziga xos bo'lgan mineral va jinslardan iborat (slanetslar, gneyslar, eklogitlar, migmatitlar, marmarlar va hokazo).

Aslida «metamorfizm» atamasi «o'zgarish» ma'nosini anglatadi (metamorphosis - yunoncha, o'zgarish, aylanish). Petrografiya bu tushuncha magmatik va cho'kindi tog' jinslarining tashqi omillar natijasida o'z tarkibini, tuzilishini, o'zgartirishini va butunlay yangi jins hosil qilishini bildiradi. Bu jarayonning asl mohiyati mavjud tog' jinsi tarkibida minerallarning harorat va bosimni o'zgarib borishi natijasida parchalanishi, bir-biri bilan reaksiyalarga kirishi, o'zgarib borayotgan sharoitga moslashgan yangi minerallar va tog' jinsining paydo bo'lishidan iborat. Tabiiyki, bunday jarayonlar natijasida jinslar tuzilishi (strukturasi va teksturasi) ham keskin o'zgaradi. Metamorfik jarayonlar 100-200°C dan boshlanadi va ularni yuqori chegarasi 650-1000° gacha yetadi. Demak, metamorfik jarayonlarning asosiy omillari sifatida harorat (t), bosim (r) xizmat qiladi. Bu ikki omildan tashqari, ular qatoriga mavjud uchuvchan komponentlar (OH, SO₂) qo'shilishi zarur.



2.1-rasm. Metamorfizmning RT sharoitlari.

R-bosim. T-harorat. G-(doimiy) geoterma; SD - «suvsiz» granitni suyuqlikka aylanishi (solidus); 1-suv ishtirokida metamorfizm o'tadigan hudud; 2-3 suvsiz metamorfizm. Minerallar belgilari: and - andaluzit; sill - sillimanit; ky - kianit

Ushbu omillarni kengroq tahlil qilib ko'ramiz.

Harorat (temperatura). Barchamizga ma'lumki, yer qobig'ida geotermik gradiyentga asosan harorat yer yuzasidan uni chiqarib chiqish qismiga qarab, har bir kilometrda 25-300 ga oshib boradi. Ushbu holatda, yerni yuzasida harorat 10-500 bo'lsa, yer qobig'ida pastki qismida 450-700° ga teng bo'ladi.

Metamorfik jarayonlar sodir bo'ladigan vaziyat bir tomondan doimiy (statsionar) geoterma (geoterma harorat gradiyent) bilan, ikkinchi tomondan-solidus chegaralangan (2.1-rasm). Agar ushbu jarayonlarda suv uchuvchan komponentlar miqdori oshsa, metamorfik jarayonlarning kechishi qisqarib boradi va 400-700° (40-35 km) metamorfik jarayonlar «quruq» (suvsiz) holatda ham sodir bo'ladi.

Demak geoterma bo'ylab jinslar qizib borishi, ular u yoki bu chuqurlikka asta cho'kib borishi bilan bog'liq (masalan, subduksiya zonalari bo'ylab okean litosferasini so'rilishi). Ammo bulardan tashqari, mantiyadan diapirlar ko'tarilganda, atrof jinslar harorati ular bilan birga oshib borishi, yoki sovuq okean litosferasi uni haroratini pasaytirishi mumkin.

Bosim (R_{lit}). Yer qobig'idagi litostatik (hartomonlama) bosim yer yuzasidan uning ichki qismiga qarab oshib boradi (25-30 Mpa/km).

Tog' jinslarining qattiqligi 30-100 Mpa ga bardosh bera oladi, agar bosim oshsa ($R=150-200$ Mpa), bu holda jinslar parchalanadi, qayishqoqligi oshadi, ba'zi hollarda «oquvchanlik» xususiyatlari ham paydo bo'lishi mumkin. Bunday vaziyat jinslar parchalanishiga, ichki tuzilishi o'zgarishiga, yangi strukturalar hosil bo'lishiga olib keladi.

Uchuvchan komponentlar ahamiyati. Metamorfik jarayonlar kechishida uchuvchan komponentlar, ayniqsa suv va CO_2 ning ahamiyati katta. Ko'pchilik vaziyatlarda bular alohida emas, balki bir-biri bilan qo'shilgan, aralashgan (H_2O+CO_2) holda ishtirok etadilar. Tabiiyki, bular qatorida LiO_2 , P_2O_5 , N, NO_2 , SO_3 , F va boshqa gazsimon komponentlar ham ishtirok qilishi mumkin.

Yuqorida ko'rsatilgan aralashmani (H_2O+CO_2) adabiyotlarda ko'pincha «fluid» (suyuqlik) deyishadi va uni metamorfik jarayon-

larda ahamiyati ikki xil bo'lishi mumkin. Bir tomondan, metamorfizm jarayonlari ushbu flyuidlar ichida sodir bo'ladi va bu vaziyatda fdyuidlar muhit vazifasini bajaradi. Ushbu muhitda moddalar almashuvi, reaksiyalarga kirishuvi sodir bo'ladi va bu jarayonlar tog' jinsining qaytadan kristallanishiga, tuzilishi o'zgarishiga olib keladi. Boshqacharoq qilib aytganda, ushbu muhit metamorfik jarayonlar kechishini belgilaydigan muhim omil sifatida qaraladi.

Ikkinchi tomondan, suv va SO_2 ni o'zi ham reaksiyalarda ishtirok qilib gidratatsiya (suvlanish, suvni miqdorini oshirish), degidratatsiya (suvsizlanish), karbonatlash jarayonlarini belgilaydi.

H_2O va SO_2 ni parsial bosimi (uchuvchanligi) reaksiyalar yo'nalishini, tezligini, harorat qiymatini belgilaydigan asosiy omillar qatoriga kiradi.

Yer qobig'ida chuqurlikka qarab suv miqdori kamayib boradi. Dengiz tubidagi o'zgarmagan (gil, loyqa ohaktoshlar) tarkibida suv miqdori uning hajmini 1/2 qismini egallashi mumkin. Agar ushbu jinslar birlamchi diagenez ta'siriga uchrasa H_2O miqdori uning tarkibida 25-30% ni tashkil qiladi. Masalan, gillar tarkibida H_2O miqdori 5% tashkil qiladi, agar ushbu jins 750-800°S gacha qizdirilsa, gil tarkibidagi barcha suv chiqib ketadi. Demak, metamorfizm jarayonlari jinsning suvsizlanishiga olib keladi.

Bosim oshib borishi ham jins tarkibidagi, donalar orasidagi, mineral tarkibidagi suvni siqib chiqaradi va gidroksil minerallar (biotit, amfibol) parchalanishiga sabab bo'ladi.

Metamorfizm turlari. Metamorfizm jarayonlari kechishida geologik omillar asosiy ahamiyatga ega. Ushbu omillarning ahamiyatini nazarda tutib tadqiqotchilar metamorfik jarayonlarning bir qator turlarini ajratadilar: a) cho'kish jarayonlari bilan bog'liq metamorfizm; b) qizish metamorfizmi; v) gidratatsiya metamorfizmi; g) dislokatsiya va parchalanish bilan bog'liq bo'lgan metamorfik jarayonlar; d) meteoritlar bilan bog'liq metamorfik jarayonlar.

Cho'kish metamorfizmi cho'kindi va xilma xil vulqonogen jinslarni 10-200S boshlab cho'kish bilan bog'liq.

Ushbu turdagi metamorfizmnining asosiy omili sifatida bosimning munazam, bosqichma-bosqich ko'tarilishi va suvli eritmalarning shiddatli harakatlari nazarda tutiladi. Ko'pchilik holatlarda tog'

jinslari cho'kishi harorat ko'tarilishiga olib kelmasligi mumkin. Metamorfik jarayonlar har xil suvli, natriyga boy bo'lgan eritmalar vositasida sodir bo'ladi. Bu eritmalar manbai sifatida sho'rlangan dengiz va ko'llar suvlarini ko'rsatish mumkin. Bu suvlarning konvektiv harakati cho'kayotgan yotqiziqlar sovishiga olib keladi va geotermik gradiyentni pasaytiradi.

Cho'kish jarayoni davrida yotqiziqlar (bo'r, gil, qum, graviy kabi cho'kmalar) avval diagenenezga, ya'ni cho'kindilar qattiqlanishiga duchor bo'ladilar. Keyinchalik bosim birmuncha oshib borishi natijasida katagenenezga uchraydi. Katagenenez aslida metamorfik jarayonlarining boshlang'ich bosqichi hisoblanadi. Cho'kish natijasida sodir bo'lgan metamorfik jarayonlar natijasida jinslardan Ca va kaliy chiqaboshlaydi va ular tarkibiga natriy kelib qo'shiladi. Bu holat seolitlar, albit, ishqorli amfibol va boshqa minerallar tarkibida yaqqol ko'rinadi. Misol sifatida bazaltlarning spilitga, riolitlarning albitofirlarga aylanishi misolida ko'rish mumkin. Bunday jarayonlar (ya'ni moddani kirish yoki chiqishi) allokimyoviy metamorfizm deyiladi va u ko'p jihatlari bo'yicha metasomatitlarga yaqin turadi.

Cho'kish bilan bog'liq bo'lgan metamorfizm jarayonlari burmаланган o'lkalarda keng tarqalgan. Seolitli, prenit-pumpellitli jinslar, spilitlar va albitofirlar vulqonik cho'kma va botiqlarda keng tarqalgan. Bunday botiqlarning paydo bo'lishi sovuq litosfera jinslarining yuqori bosimli hududlar ostiga so'rilishi va kirib borishi bilan bog'liq.

Shunday qilib, cho'kish metamorfizmi bosim oshib borishi, past harorat (oddiy geotermik gradiyentga nisbatan) va natriyga boy eritmalar vositasida sodir bo'ladi.

Termal metamorfizmi doimiy geotermik gradiyentga nisbatan haroratning bir necha o'n va hatto yuz gradusga oshgan sharoitida kechadi.

Nisbatan kichik chuqurliklarda (3-7 km; $R < 100-200$ Mpa) kontakt metamorfik jarayonlari sodir bo'ladi. Uning sababi bir qator intruziyalarning atrof jinslarga ta'siri bilan bog'liqdir. Katta chuqurlikda barchaga ma'lum bo'lgan mintaqaviy metamorfizm rivojlanadi va u juda katta maydonlar jinslarini egallashi mumkin. Mintaqaviy metamorfizm sabablari magmatik massalarning atrof

jinslarga ta'siri, yer qobig'i va mantiyaning o'zaro harakatlariga borib taqaladi. Mintaqaviy metamorfizmining ikki turi mavjud: yuqori va past bosimli metamorfizm.

Nisbatan past bosimli metamorfik jarayonlar 10-15 km chuqurlikgacha sodir bo'ladi ($T=400-800^{\circ}\text{S}$). Bunday vaziyatda andaluzit sillimanitga o'tishi mumkin. Yuqori bosimdagi metamorfizm jarayonlari natijasida kianit paydo bo'ladi va saqlanib qoladi.

Termal metamorfik jarayonlar $300-400^{\circ}\text{S}$ dan boshlanadi va tog' jinslari erishi bilan yakunlanishi mumkin. Masalan, 20-25 km chuqurlikda bunday metamorfik jarayonlar $300-350^{\circ}$ dan to 700°S gacha sodir bo'lishi mumkin. Bundan kattaroq, chuqurlikda esa metamorfik jarayonlarning harorati ko'rsatiladi va suv (OH^{-1}) bo'lgan hollarda jinslar erishiga olib keladi. Ushbu vaziyatda sodir bo'lgan erish jarayonlari anateksis nomini olgan, yoki mintaqaviy ultramorfik jarayonlar deb ataladi. Ushbu jarayonlar natijasida bir qator migmatitlar hosil bo'ladi.

Misol tariqasida gil yotqiziqlarining bosqichma-bosqich o'zgarishini keltirish mumkin. Dastlab, bu jarayonlar boshlanganda barcha gil minerallar (montmorillonit, paligorskit) suvsizlanadi va ular o'rniga xlorit, biotit, seritsit paydo bo'ladi. Harorat oshgan sari bu minerallar parchalanadi va ular o'rniga suvsiz ortoklaz, sillimanit, kordiyerit, granat va giperstenlar shakllanadi.

Shuni alohida ta'kidlash zarurki, yuqoridagi minerallar paragnezislari hosil bo'lishi jinslarning umumiy kimyoviy tarkibini o'zgartirmaydi (faqat suvdan boshqa). Bunday metamorfik jarayonlar izokimyoviy deyiladi.

2.2. Gidratatsiya bilan bog'liq metamorfik jarayonlar

Harorat oshib borishi bilan bog'liq bo'lgan metamorfik jarayonlar ko'pincha progressiv metamorfizm deyiladi.

Bunday metamorfizm vaziyatida metamorfik reaksiyalar tezligi modda almashuvinidan, issiqlik o'tishidan tezroq kechadi. Shu sababdan bu jarayonlar kechayotgan makonda tezda muvozanat shakllanadi va ma'lum haroratda hosil bo'lgan metamorfik jinslar

paydo bo'ladi. Ammo harorat pasayib ketsa, reaksiyalar, aks yo'nalishda sodir bo'ladi, shakllangan minerallar saqlanib qolaveradi. Masalan, oddiy slanets, yoki gneys $600-700^{\circ}\text{S}$ da hosil bo'ladi va keyinchalik o'zgarishi qiyin. Metamorfik reaksiyalarning bunday betakrorligi diffuziya jarayonlari, modda almashuvining nihoyatda past tezligi bilan tushuntiriladi.

Regressiv metamorfizm - avval hosil bo'lgan metamorfik jarayonlar qaytadan o'zgarishini bildiradi va bu jarayon qo'shimcha issiqlik va suv miqdori bilan bog'liq. Qo'shimcha suv manbai sifatida yangi granitlar, tektonik harakatlar bo'lishi mumkin. Regressiv metamorfik jarayonlar bevosita progressiv metamorfik jarayonlardan keyin ham sodir bo'ladi. Ammo tabiatda bular orasida juda katta, bir necha yuz million yilga teng, tanaffus bo'ladi.

Dislokatsion metamorfizm har xil yoriqlar, surilmalar atrofida sodir bo'ladilar va jinslar parchalanishi, qaytadan kristallanishi, tarkibining o'zgartirishidan iborat.

Ushbu jarayon natijasida xilma-xilbo'laklardan iborat bo'lgan kataklazitlar (cataclas - yunoncha, maydalash) hosil bo'ladi. Dislokatsion metamorfizm hududlarida harorat oshishi natijasida har xil deformatsiyalar plastik (oquvchanlik) tarzda kechadi va jinslarning qayta kristallanish jarayonlari sodir bo'ladi.

Bosim har xil taqsimlangan sharoitda jins tarkibida minerallar katta-kichikligi kamayadi va ular goho agregatsimon strukturalar hosil qiladilar. Agar bunday mayda agregatlar yirik kristallar atrofida shakllansa, porfiroklastik tuzilish paydo bo'ladi. Xuddi shu vaziyatda hosilbo'lgan mayda bo'lakli milonitlar ham shular jumlasidandir.

2.3. Mineralogik paragenезis va tarkib haqida tushuncha

Metamorfik jinslarda, o'zgarish va har xil metamorfik jarayonlarni ko'rsatadigan, faqat ularga xos bo'lgan minerallar keng tarqalgan. Masalan, gillarning yuqori haroratli metamorfizmi natijasida stavrolit, andaluzit, kianit, sillimanit hosil bo'ladi. Cho'kish metamorfizm jarayonlari prenit, ilmenit, seolitlarni paydo

bo'lishiga olib keladi va karbonat (ohakli jinslar) metamorfizmga uchrasa - vollastonit, periklazlar hosil bo'ladi.

Metamorfik jinslarda tarqalgan minerallarni quyidagi uch turga ajratish mumkin: a) qoldiq minerallar; b) muvozanat minerallar; v) diaforez bilan bog'liq minerallar.

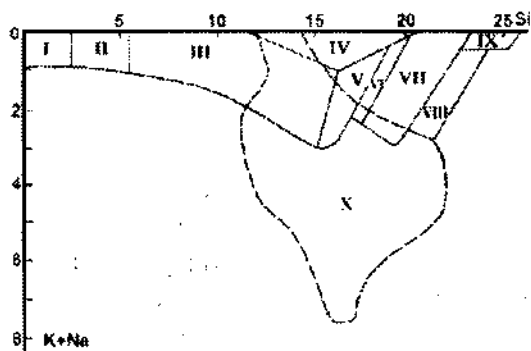
Qoldiq minerallar birlamchi magmatik va cho'kindi jinslar tarkibidagi minerallar. Ular har qanday metamorfik jarayonlar sodir bo'lsa ham, deyarli o'zgarmasdan, yangi metamorfik jins tarkibida saqlanib qoladi. Masalan, sirkon, apatitlar ko'pchilik hollarda granitoidlarga mansub, ammo metamorfik jinslarda (slanets, gneys) saqlanib qoladi.

Muvozanat sharoitida hosil bo'lgan minerallar. Bular ma'lum bosim va haroratda metamorfik jinslarda paydo bo'ladigan yangi mineral hisoblanadi va ushbu omillardan darak beruvchi paragenezislar hosil qiladilar.

Metamorfik jinslar birlamchi jinslardan o'z tuzilishi va mineralogik tarkibi bilan ajralib turadilar. Ammo yangi hosil bo'lgan metamorfik jinslarning kimyoviy tarkibi ko'p hollarda birlamchi jinsdan (protolitdan) farq qilmaydi. Ushbu qoidadan faqat K_2O , CO_2 ning miqdori mustasno, chunki suvsizlanish yoki suvlanish jarayonida (OH^{-1}) ning miqdori o'sib borishi yoki kamayishi kuzaatiladi. Shunday ekan, metamorfik jinslar tarkibi birlamchi, metamorfizmga uchragan jins tarkibini aks etadi. Bunday izoximik o'zgarishlar qisqa metamorfik jarayonlar uchun mansub. Metamorfizmining ushbu xususiyati birlamchi jinslar (protolit) tarkibini aniqlashda juda kuchli mezon hisoblanadi.

Barcha metamorfik jinslar shu nuqtai nazardan, orto- va parametamorfik turlarga ajratiladi.

Ortometamorfik jinslar deyarli barchasi u yoki bu tarkibdagi magmatik jinslardan iborat, parajinslar - asosan, cho'kindilardan tashkil topgan turlarga kiradi. Bularni farq qilishda yuqorida keltirilgan diagrammadan foydalanish ancha katta yordam beradi (2.2-rasm).



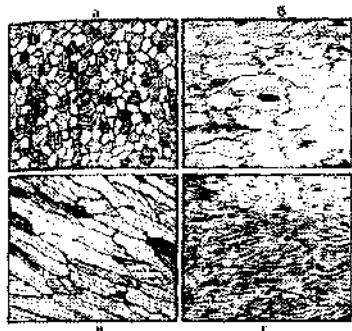
2.2-rasm. Metamorfik jinslarning birlamchi tarkibini (protolitni) aniqlash (A.A.Marakushev bo'yicha, 1986).

Birlamchi cho'kindi jinslar (paragenезislar): I – ohaktosh va dolomitlar; II – gil va kremniyli moddalar aralashgan karbonat jinslar; III – gil-karbonat jinslar; IV – kaolinitlar; V – gidroslyudali jinslar; VI – montmorillonitli jinslar; VII – grauvakka va qumtoshlar; VIII – arkozli qumtoshlar; IX – kremniyli jinslar; X-magmatik jinslar (ortoјinslar)

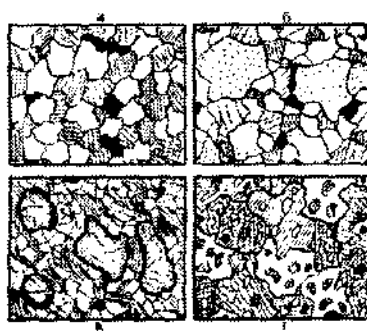
2.4. Metamorfik jinslarning tuzilishi va tashqi ko'rinishi

Metamorfik jinslar birlamchi, ona jinsning qayta kristallanishi natijasida hosil bo'ladilar va bu jarayon bir qator yangi strukturalar paydo qiladi. Ularning umumiy nomi «blastik» tuzilish deyiladi (blastes - yunoncha, o'simta ma'nosini anglatadi). Hosil bo'lgan minerallar shakliga qarab quyidagi tuzilishlarni ko'rsatish mumkin (2.3-rasm): granoblast - katta-kichikligi o'zaro teng bo'lgan donalardan tashkil topgan tuzilish; lepidoblast - varaqasimon, bargsimon moddalar va donalardan iborat (ko'pincha slyudalardan tashkil topgan); nematoblast - ignasimon zarralar va donalardan iborat (masalan, aktinolit, sillimanit); fibroblast - tolasimon zarralar va donalardan iborat. Metamorfik jinslar minerallarining katta-kichikligi har xil bo'lishi mumkin. Mineral donalarining katta-kichikligiga qarab quyidagi tuzilishlarni farq qilinadi. Agar donalar katta-kichikligi bir xil bo'lsa, ular gomeoblast deyiladi, har xil katta-kichiklikda kuzatilsa, geteroblast deb nom olgan. Goho meta-

morfik jinslarda yirik kristallar ham uchraydi, bunday tuzilishni porfiroblast va nihoyat, porfiroblast ajralmalar o'z tarkibida boshqa mayda minerallar qo'shimchalari uchrasa – porfiroblast tuzilish hosil bo'ladi (2.5-rasm).

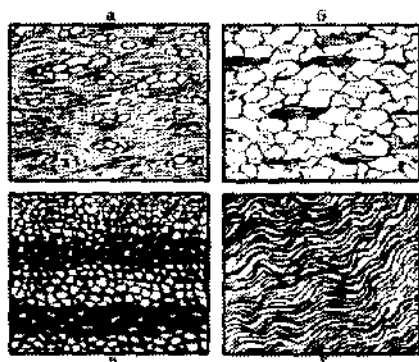


2.3-rasm. Metamorfik jinslarning tuzilishi (V.S.Popov bo'yicha)
a-granoblast; b-lepidoblast;
v-nematoblast; g-fibroblast.



2.4-rasm. Metamorfik jinslarning tashqi ko'rinishi (teksturasi)
a - slantssimon; b - gneyssimon;
v - yo'l-yo'l; g - ezilgan, to'liqsimon

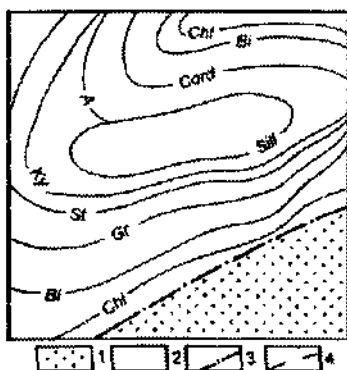
Metamorfik tog' jinslari teksturasi, ulardagi minerallarning taqsimlanishini ko'rsatadi (2.4-rasm).



2.5-rasm. Metamorfik jinslarning dona katta-kichikligi bo'yicha tasnifi (V.S.Popov 2001 y.).
Tuzilishlar: a - gomeoblast; b - geteroblast; v - porfiroblast;
g - poykiloblast

2.5. Metamorfik tog' jinslarini tasniflash

Metamorfik tog' jinslarini kimyoviy va mineralogik tarkibi bo'yicha tasniflash qiyin va ko'pchilik hollarda mumkin ham emas, chunki ushbu mezonlar yuqorida ko'rsatilgan birlamchi jins tarkibini aks etadi va tasniflash masalalari yana magmatik jinslarning ma'lum sinflarga ajralishiga olib keladi. Metamorfik jinslarni mineralogik tarkibi ham tasniflash uchun asos bo'la olmaydi, chunki har xil tarkibdagi protolitlar bir xil minerallar bilan izohlanadi.



2.6-rasm. Izogradlar xaritasi.

1 - cho'kindi jinslar; 2 - metamorfik jinslar; 3 - yoriqlar; 4 - izogradalar.

Indeks - minerallar nomi: Chl - xlorit; Bt - biotit; Cr - granat; Cord - kordiyerit; St - stavrolit; Ky - kianit; A - andezin; Sil - sillimanit.

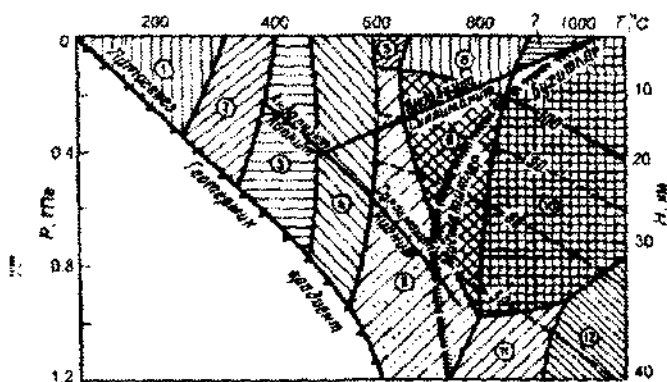
Sillimanit izogradasi eng yuqori haroratni belgilaydi.

Shu xususiyatlardan kelib chiqib, metamorfik jinslarni tasniflashda ularning kimyoviy va mineralogik tarkibi emas, balki metamorfizm jarayonlari natijasida hosil bo'lgan minerallar uyushmasi (paragenezisi) va jinsning kimyoviy tarkibi o'rtasidagi munosabat yagona tasniflash mezonini bo'lishi mumkin. Bunday vaziyat metamorfizmning mineral fatsiyalarini ajratishni taqozo etadi. Ushbu tushuncha 1915-yilda P. Eskola tomonidan adabiyotga kiritilgan. Uning fikricha, metamorfizmning mineral fatsiyalari - bu bir xil sharoitda (R, T) hosil bo'lgan metamorfik jinslarni anglatadi. Bir xil bosim (R), harorat (T), uchuvchanlar miqdori (X) sharoiti

tida hosil bo'lgan jinslar bir xil mineralogik va kimyoviy tarkibga ega.

Demak, metamorfik jinsni u yoki bu mineral fatsiyaga taaluqliligini aniqlashda asosiy mezon sifatida hosil bo'lgan minerallar uyushmasiga asoslaniladi. Har qanday aniqlangan paragenezis ma'lum sharoitda turg'un bo'lib, saqlanib turadi.

Shuni ham nazarda tutish zarurki, sodir bo'layotgan metamorfik reaksiyalar tezligi, issiqlik va modda almashuvidan tezroq, shiddatliroq kechadi.



2.7-rasm. Metamorflashgan gilli jinslarning mineral fatsiyalari (A.A.Marakushev, 1988).

Fatsiyalar (doira ichidagi raqamlar): 1 - gilli slanets; 2 - fillit; 3 - xlorit-muskovitli slanetslar; 4 - muskovit-biotitli slanets va gneys; 5 - biotitli rogoviklar; 6 - andaluzit-kordiyeritli rogovik; 7 - Rx-kordiyeritli rogovik; 8 - andaluzit-biotitli gneys; 9 - andaluzit-kordiyeritli gneys; 10 - granat-gipersten-kordiyeritli gneys; 11 - sillimanit-giperstenli gneys; 12 - kvars-sapfirli gneys. Shtrix chiziqlar granatni temirliligini ko'rsatadi.

Progressiv metamorfik jarayonlarning maksimal harorati ma'lum minerallar paydo bo'lishi, yoki yo'qolishi bilan belgilanadi. Bundayharoratni ko'rsatadigan minerallarni indeks-mineral (ko'rsatuvchi, belgilovchi) deyiladi. Quyidagi misolni keltiramiz: XIX asrning ikkinchi yarmida ingliz olimi Barrou Shotlandiyadagi metamorfik jinslarning haroratini aniqlash maqsadida xlorit, al-

mandin, biotit, kordiyerit tarqalish zonalarini ajratgan edi (2.6. rasm). Rasmda ko'rsatilganidek, ushbu hududda xlorit, biotit, granit, stavrolit, kianit, sillimanit kabi minerallar tarqalgan zonalar ajratilgan. Bu zona chegaralari izograda (ya'ni bir xil haroratda paydo bo'lgan) deyiladi. Shu yo'sinda tuzilgan izograda xaritalari metamorfizm jarayonlarida haroratning taqsimlanishi haqidagi yaqqol tasavvurni shakllantiradi.

Izogradalar harorat haqida ancha foydali ma'lumotlar bersa ham, keyinchalik o'tkazilgan tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, har bir alohida olingan mineral harorati nihoyatda murakkab tarzda taqsimlanadi. Mineralning ma'lum sharoitda turg'unligiga yana bir qator omillar ta'sir qiladi: flyuid faza (suyuqlik) mavjudligi, boshqa minerallar bilan hosil bo'lgan reaksiyalar shular jumlasidandir. Umuman olganda, metamorfizm jarayonlarida ham suyuqlik (H_2O , SO_2) miqdori mineralning haroratini pasayishiga olib keladi. Bundan tashqari, metamorfik jarayonlarda ishtirok etadigan minerallarning ko'pchiligi «qattiq eritmalar» qatoriga kiradi va tarkibi doimo o'zgaruvchan bo'ladi. Masalan, piroksenlar, plagioklazlar, kalishpatlar va hokazo.

Shu sababdan, ularning harorati ba'zi bir kimyoviy elementlarning o'zaro nisbati bilan belgilanadi (Fe va Mg ni nisbati Rx lar uchun, Ca va Na plagioklazlar uchun).

Mineral fatsiyalarni tasniflash. Metamorfizm jarayonida tashqi sharoitlar (R,T) o'zgaruvchanligi xilma-xil reaksiyalarga olib kelishi mumkin. Biz tasniflash uchun qaysi reaksiyani tanlab olishimizga qarab, mineral fatsiyalarning umumiy tasnifini yaratishmko ni paydo bo'ladi.

Mazkur darslikda biz A.A.Marakushevning tasnifini (1988) keltirdik va uning asosida mineral fatsiyalar tarkibi va tarqalishini izohlab o'tamiz.

Cho'kish metamorfizmi fatsiyalari. Cho'kish metamorfizmi jarayonlarida asosan bosim (R) va flyuid fazaning (suyuqlikning) ahamiyati katta. Cho'kish bilan bog'liq bo'lgan metamorfik jarayonlar quyidagi to'rt fatsiyaga ajratiladi: seolit, prenit-pumpellit, lavsonit-glaukofan va eklogit. Bularning barchasi bosimning cho'kish jarayon-

ida oshib borishini ko'rsatadi. Ushbu fatsiyalarning asosiy xususiyatlari va tarkibi 2.1-jadvalda keltirilgan.

Seolit, prenit, pumpellit va lavsonit kabi minerallar faqat suv va CO₂ mavjudligida turg'un bo'ladi. Agar flyuidlar tarkibida CO₂ miqdori ko'payib ketsa, xlorit, kaltsit, stilpnomen kabi minerallar shakllanadi. Shuning uchun ushbu minerallar CO₂ kam bo'lgan suvosti vulqon jinslari, gillar hisobiga paydo bo'ladilar. Va shuni ham alohida ta'kidlash zarurki, har xil terrigen, karbonat jinslarda mineral fatsiyalarni ajratishda boshqa mezonlarga tayaniladi.

Cho'kish metamorfizmi bilan bog'liq bo'lgan mineral fatsiyalar (V.S.Popov, 2001)

2.1-jadval

Mineral fatsiya	Metamorfik jinslar	Xarakterli minerallar	Bosim, MPa	Chuqurlik, km	Harorat, °S	Ba'zi bir reaksiyalar
Seolitli	Metavulkanitlar, metagravakkalar	Seolit (lomontit, geylandit, analtsim va b) Smektit, illit, opal	<(200-500)	<5-15	<200-300)	Smektit analtsim+kvars
Prenit-pumpellitli		Prenit, pumpellit, xlorit, epidot, albit, kaltsit, stilpnomen	200-500	5-15	200-300	Xlorit+H ₂ O albit+H ₂ O Plagioklaz+H ₂ O albit
Lavsonit-glaukofanli	Glaukofan (havorang) slanetslar	Lavsonit, glaukofan, jadeit, aragonit	400-800	10-25	300-400	Lavsonit jadeit+ +kvars Plagioklaz+diopsid
Eklogitli	Eklogitlar	Granat, omfatsit, kianit, kvars (koesit), rutil	>800	>25	>(400-700)	Granat+omfatsit+ kvars

Kontakt metamorfizm fatsiyalari, asosan, kichik chuqurlikda sodir bo'ladi (P<200Mpa, N=3-6 km). Bu metamorfik jarayonlarining asosiy omili haroratni oshib borishi va u, o'z navbatida, ma'lum

intruziv jinslarning atrof-muhitni qizdirishi bilan bog'liqdir. Bunday atrof jinslarini qizdirilishi u yerdagi tog' jinslarining qaytadan kristallanishiga olib keladi va natijada granoblast tuzilishga ega bo'lgan, mayda donador jinslar-rogoviklar hosil bo'ladi. Rogoviklar har xil haroratda eng yuqori harorat 900-1000° ni tashkil qilishi mumkin va goho erib ham ketadilar va pirovardida «buxit» nomli kvars va dala shpatlaridan iborat bo'lgan jinslar paydo bo'lishi mumkin. Kontakt metamorfizm fatsiyalari quyidagi jadvalda keltirilgan (2.2-jadval).

Bevosita intruziv jinslar atrofida, ular cho'kindi va yoki boshqa jinslar bilan tutashgan joyda (kontaktda) piroksenli rogoviklar paydo bo'ladi. Sanidinitli fatsiya yuqori haroratli (~1000-1200°S) asos va o'tasos magmatik jinslar atrofida shakllanadi. Amfibol va albit-epidotli rogoviklar kontaktdan bir muncha uzoqroqda joylashadi va 700-800°S da hosil bo'ladi.

Kontakt metamorfizm mineral fatsiyalari

2.2-jadval

Mineral fatsiyalar	Xarakterli minerallar		Harorat, °S	Ba'zi bir chegaraviy reaksiyalar
	metabazit va karbonatlarda	metapelitlarda		
Albit-epidotli rogoviklar	Epidot, albit, xlorit, aktinolit	Pirofillit, muskovit, biotit	(250-300)-(450-500)	Xlorit+kvars Pirofillit
Amfibolli rogoviklar	Rogovaya obmanka, granat, plagioklaz	Muskovit, biotit, andaluzit	(450-500)-(630-670)	Rogovaya obmanka Andaluzit +kvars+ +H ₂ O Rogovaya obmanka Muskovit+kvars
Piroksenli rogoviklar	Piroksen, granat, plagioklaz, vollastonit	Biotit, kordiyerit, andaluzit, sillimanit, ortoklaz	(630-670)-(720-800)	Piroksen+Ortolaz+andaluzit plagio- klaz+H ₂ O (sillimanit)+H ₂ O Kalsit+kvars Biotit
Sanidinitli	Periklaz, shipnel, forsterit, montichellit, larnit, spurrit, mervinit	Gipersten, mullit, korund, sanidin, tridimit	>(720-800)	Vollastonit Ortokaz+gipersten+ H ₂ O

Mintaqaviy metamorfizm fatsiyalari quyidagi fatsiyalardan iborat: yashil slanetslar, epidot-amfibolli, amfibolit va granulit.

Adabiyotlarda bularni mintaqaviy metamorfizm bosqichlari ham deb ataladi. Ular tarkibi, hosil bo'lish haroratlari 2.3-jadvalda keltirilgan.

Yashil slanetslar fatsiyasi mintaqaviy metamorfizm jarayonlarini past bosqichida hosil bo'ladi. Ushbu fatsiyaga taaluqli metamorfik jinslar (asosan, yashil rangdagi gilli, slyudali slanetslar) xlorit, epidot, aktinolit, albit, muskovitlardan tashkil topgan bo'lib, 300-400°C dan, to 600°C gacha bo'lgan haroratda shakllanadilar. Metamorfik jarayonlarini o'ziga xos past haroratli minerallar, jumladan seritsit, xlorit va xloritoid, granat kabi minerallar belgilaydi. Bu hosil bo'lgan minerallar (asosan, slyudalar) suvga ancha to'yingan.

Mintaqaviy metamorfizmining bir fatsiyadan ikkinchi bosqichga o'tishi harorat oshib borishi, suvsizlanish reaksiyalari bilan birga kechadi. Shu bilan bir qatorda rangli minerallarning (Hrb, Bi) temirliligi ham pasayib boradi. Ushbu yo'nalishda plagioklazlar tarkibidagi anortit molekulasini ham oshib boradi.

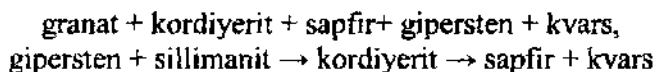
Masalan, yashil slanetslar tarkibidagi gilli minerallarni (kaolinit, montmorillonit, paligorskite) suvsizlanishi va xlorit bilan pirofillitga o'tishi bu bosqichning quyi chegarasini belgilaydi va navbatdagi epidot-amfibolit fatsiyasi boshlanishini ko'rsatadi. Ushbu sharoitda, ya'ni epidot-amfibolit fatsiyasi boshlanishida, biotit kabi minerallar suvsizlanadi va ortoklaz kordiyerit paragenезisi hosil bo'ladi. Epidot-amfibolit fatsiya harorati 850-1200°C ga yetishi. Bunday vaziyatda ($P=300-500$ MPa, $t=850-1200^\circ$) suvli minerallarning suvsizlanishi natijasida magmatik eritma shakllanadi. Harorat muntazam ravishda oshib borishi bilan bu eritma hajmi ko'payadi, undagi suv miqdori kamayib ketadi.

Shunday qilib, kvarts-dalashpatli jinslarning granulit fatsiyasi suvsizlanish sharoitida sodir bo'ladi. Demak, birlamchi metamorfizmga uchrayotgan jins (protolit) tarkibida biotit va muskovit bo'lmagan bo'lishi kerak. Minerallar tarkibidagi juda mayda qo'shimchalarni o'rganish ham bu fikrni isbotlaydi, chunki ularni tarkibida, asosan, CO₂ mavjudligi aniqlangan.

Yuqori bosim ($P>800$ MPa) sharoitida sodir bo'lgan jarayonlar eklogitlarni paydo bo'lishiga olib keladi. Eklogitlarning hosil bo'lish

sharoitlari (P, T) statsionar geotermaga yaqinligi bu jinslarning cho'kish metamorfizmi hosilasi sifatida qaralishiga olib keladi.

Eklogitlar harorati amfibolit va granulit fatsiyalardagi haroratiga to'g'ri keladi. Eklogit fatsiyasidagi metamorfizmga uchragan cho'kindi jinslar (metapelitlar) hisobiga sapfirli gneyslar ham hosil bo'lishi mumkin. Sapfirinni ($Mg_2 Al_4SiO_2$)₁₀) paydo bo'lishi - quyidagi reaksiyalar natijasidir:



Yuqorida biz metamorfizm jarayonlari haqida ba'zi bir umumiy ma'lumotlarni keltirishga harakat qildik. Metamorfik jarayonlarga duchor bo'lgan birlamchi jinslar xilma-xilligi, bosim va harorat (P,T) nihoyatda murakkab tarzda o'zgarishi, metamorfik reaksiyalar, modda almashuvi beqiyos ko'pligi metamorfik jinslarning rang-barangligini ta'minlaydi va ma'lum ma'noda, tushuntiradi. Ammo bular barchasi alohida metamorfik jins petrografiya-sini, ya'ni tarkibini o'rmini bosa olmaydi. Shu sababdan yuqorida keltirilgan metamorfizm haqida umumiy, nazariy mulohazalar jinslarning tarkibisiz, petrografik xususiyatlarisiz o'z kuchini ancha yo'qotishi mumkin.

2.6. Metamorfik jinslarning tarkibi

Progressiv metamorfizm natijasida hosil bo'lgan jinslar qatoriga har xil metavulqonitlar, metagrauvakkalar, glaukofanli slanetslar, eklogitlar kiradi. Metavulqonitlar va seolit va prenit-pumpellit fatsiyasida hosil bo'lgan jinslar burmalangan o'lkalarda ancha keng tarqalgan. Ular asosini, ya'ni birlamchi protolitni,

Mintaqaviy metamorfizm fatsiyalari

2.3-jadval

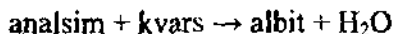
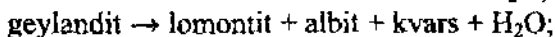
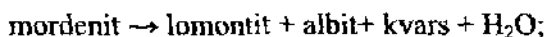
Mineral fatsiyalar	Metabazitlar		Metapelitlar		Harorat, °C	Ba'zi bir reaksiyalar
	Metamorfik jinslar	minerallar	metamorfik jinslar	Kaolinit+kvars Montmorillonit		Kaolinit+kvars Montmorillonit
Yashil slanetslar	Yashil slanetslar	Xlorit, epidot, aktinolit, albit, kaltsit	Xlorit-seritsitli slanetslar	Pirofillit+H ₂ O Xlorit+H ₂ O Xlorit+kvars Pirofillit	(300-400)- (500-600)	Pirofillit+H ₂ O Xlorit+H ₂ O Xlorit+kvars Pirofillit
Epidot-omfobolit	Amfibolitlar	Epidot, rogovaya obmanka, oligoklaz, granat (almandin)	Slyuda slanetslar	Almandin+H ₂ O andaluzit+ +kvars+H ₂ O Muskovit Muskovit+kvars	(500-600)- (550-650)	Almandin+H ₂ O andaluzit+ kvars+H ₂ O Muskovit Muskovit+kvars
Amfibolitli		Rogovaya obmanka, andezin, granat (piralspit)	Biotitli paragneyslar	Ortoklaz+korund+Ortoklaz-H ₂ O sillimanit+H ₂ O	(550-650)- (700-800)	Ortoklaz+korund+Ortoklaz+H ₂ O sillimanit+H ₂ O
Granuli	Piroksen plagioklazli kristallik slanetslar (granulitlar)	Klinopiroksen, ortopiroksen, asosli plagioklaz, granat (piralspit)	Giperstenli (kordiyeritli, granatli) paragneyslar	Ortoklaz+gipersten (kordiyerit, granat) +H ₂ O	>(700-800)	Ortoklaz+gipersten (kordiyerit, granat) +H ₂ O

dengiz havzalarini chuqur qismida shakllangan bazaltlar, andezitobazaltlar tashkil qiladi. Bulardan tashqari protolit qatoriga har xil shu tarkibdagi tuflar, gialoklastitlar ham kirishi mumkin. Havzalar tubidagi cho'kindi jinslar (qumtosh, gillar, boshqa chaqiq jinslar) ham shu protolitni tashkil qiladi.

Ushbu jinslar tektonik jihatdan har xil cho'kma va botiqlarni egallaydi va okean havzalarining dastlabki bosqichini ifodalaydi. Ko'pchilik hududlarda markaziy suvosti tizmalari atrofida ushbu yotqiziqlar keng tarqalgan. Bu yotqiziqlarning umumiy nomi «metavulqonitlar» deb ataladi, ularning yashil rangiga asoslangan holda «yashil slanetslar» deyiladi, ammo metamorfik jinslar

sifatida o'rganilmas edi. Ammo metamorfizmi seolit va pumpellit fatsiyalari va bu jarayonning harorati va bosimi aniqlangandan so'ng, bu yotqiziqalar metamorfizmining ilk bosqichi sifatida o'rganila boshlandi (Kumb, 1954).

Metavulqonitlar seolit fatsiya sharoitida ($<5-15$ km $T=200-300^{\circ}\text{C}$) seolitlar, gilli minerallar, opal va xalsedondan iborat. Seolitlar (mordenit, geylandit) bu bosqichda SiO_2 ga, suvga to'yingan, ammo bosim oshishi bilan suvsizlangan turlarga o'ta boshlaydi (masalan, lomontit va analtsimga). Sodir bo'layotgan metamorfik reaksiyalar albit, kvars va H_2O ni hosil bo'lishiga olib keladi. Quyidagi reaksiyalarga ahamiyat berish zarur:



Seolitlar bu tarkibda plagioklazlar, vulqon jinslar asosiy massasi, cho'kindilardagi seolitlar o'rnini egallay boshlaydi va vulqonik jinslar tarkibidagi g'ovaklarda to'planadi.

Gilli minerallar montmorillonit ($\text{Al}_2\text{Si}_4(\text{OH}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$), nontronit, saponit va ilmenitdan iborat. Harorat oshishi bilan bularning barchasi xlorit va muskovitga aylanadi.

Prenit-pumpellit fatsiya sharoitida seolitlar yo'qoladi, ular o'rniga albit, prenit, pumpellit kabi minerallar shakllanadi. Gilli minerallar suvsizlanishi xloritlar va muskovitlarning paydo bo'lishiga olib keladi. Hosil bo'lgan yangi prenit-pumpellit+xlorit+kvars paragenезisi seolitlarga nisbatan ancha turg'un va bosimning, metamorfik jarayonlarning kuchiga qarab bu minerallar miqdori ham o'zgarib boradi.

Ushbu jinslar seolit va prenit-pumpellit fatsiyalar sharoitida o'zining birlamchi tuzilishini va teksturalarini saqlab qoladilar. Faqat pumpellit fatsiyasida biroz qayta kristallanish jarayonlari kuzatiladi. Yangi hosil bo'lgan metamorfik minerallar (prenit, xlorit, pumpellitlar) jinslar yuzasida xol-xol tarzda tarqaladilar. Ushbu ikki fatsiyadagi o'zgarishlar 5-10 km chuqurlikda, 200-300°C da sodir bo'ladi. Bunday nisbatan «sovuq» bo'lgan

metamorfizmning kechishi dengiz va havza suvlarining ozod harakatiga bog'liq va ba'zi hollarda jinslarga bu suvlar orqali Na ham qo'shilishi mumkin.

Glaukofanli va lavsonit-glaukofanli slanetslar paydo bo'lishida birlamchi, metamorfizmga uchrayotgan jins tarkibi katta ahamiyatga ega. Gap protolit to'g'risida borayapti. Bu slanetslar asosli vulqon jinslari hisobiga paydo bo'ladilar. Goho bular qatoriga o'taasosli jinslar, gilli va karbonat yotqiziqlari ham qo'shilishi mumkin.

Lavsonit va glaukofanli slanetslarni ko'pchilik hollarda «havorang» slanetslar deb atashadi. Bu glaukofanni rangi bilan bog'liq. Bu turdagi slanetslar yer yuzasida tor, yoriqlar, tektonik suturalar bilan birga uchraydi, ofiolit kabi magmatik jinslarning deformatsiyalari va metamorfizmi natijasida hosil bo'ladilar. Okean plitasi qit'alar ostiga cho'kishi va kirib borishi natijasida hosil bo'ladilar.

Ushbu jinslar tarkibida glaukofan, krossit, lavsonit kabi minerallar uchraydi. Bulardan tashqari, ushbu slanetslarda jadeitga to'yingan piroksen, granat (almandin, spessartin), stilpnomelan, fengit, albit, sfen, rutil uchrashi mumkin. Mineralogik tarkibning rang-barangligi protolitning tarkibiga bog'liq. Gilli jinslar bu fatsiyada metamorfizmga uchrasa - muskovit va xlorit shakllanadi, kvars-dalashpatli jinslarda - jadeit paydo bo'ladi va hokazo.

**Mintaqaviy metamorfizmning har xil fatsiyalarini
mineral paragenезislari
(P.Eskola bo'yicha)**

2.4-jadval

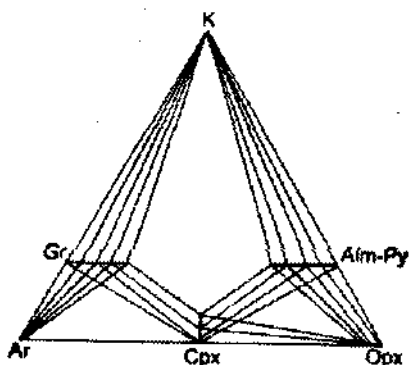
Mineral paragenезislari	Tog' jinslar
Yashil slanets fatsiyasi	
Muskovit (seritsit)+xloritoid+epidot+ albit+kvars	Fillitlar, seritsit-xloritli slanetslar (metapelitlar)
Xloritoid+xlorit+epidot+albit-kvars	—/—
Xlorit+epidot+aktinolit+albit+kvars	Yashil slanetslar (metabazitlar)
Xlorit+aktinolit+talk+albit+kvars	
Aktinolit+epidot+kaltsit+albit+kvars	Slanetslar
Epidot-amfibolit fatsiyasi	
Muskovit+almandin+epidot+albit+kvars	Slyudali slanetslar (metapelitlar)
Rogovaya obmanka+epidot+almandin+biotit+albit+kvars	Albit-epidotli amfibolitlar (metabazitlar)
Aktinolit+antofillit+biotit+albit	Antofillitli slanetslar ultramafit bo'yicha
Aktinolit+epidot+kaltsit+albit+kvars	Slanetslar
Amfibolit fatsiyasi	
Sillimanit+almandin+plagioklaz+biotit+kvars	Sillimanit-graniuli plagiogneyslar (metapelitlar)
Almandin+plagioklaz+rogovaya obmanka+biotit+kvars	Granatli amfibolitlar (metabazitlar)
Diopsid+plagioklaz+rogovaya obmanka+biotit+ +kvars	Piroksenli amfibolitlar (metabazitlar)
Diopsid+plagioklaz+grossulyar+kvars	Skarnoidlar, karbonatli tog' jinslar bo'yicha
Diopsid+grossulyar+vollastonit+kvars	—/—
Granulit fatsiyasi	
Sillimanit+granat+plagioklaz+ortoklaz+kvars	Sillimanit-granatli gneyslar (metapelitlar)
Granat+gipersten+plagioklaz+ortoklaz+kvars	Charnokitlar (metapelitlar)
Gipersten+diopsid+plagioklaz+ortoklaz+kvars	Ikki piroksenli gneyslar (metabazitlar)
Diopsid+plagioklaz+kaltsit+kvars	Silikatli marmar karbonat tog' jinslar bo'yicha

Glaukofanli slanetslar tuzilishi ham o'ziga xos xususiyatlarga ega va ular, ko'pincha, nematogranoblast strukturaga ega. Glaukofan bu jinslarning yashil va havorang rangini belgilaydi.

Ushbu jinslar paragenezisi 200-400°C gacha turg'un bo'ladi. Bosim 400-500 MPa da 700-800 MPa ga teng bo'lishi mumkin (chuqurlik 10-25 km gacha yetadi).

Eklogitlar fatsiyasiga taaluqli metamorfik jinslar har xil gabbro, bazaltlarni metamorfizmi bilan bog'liq. Goho protolit sifatida Mg ga boy mergellar va dolomitlar ham tahmin qilinadi.

Eklogitlar yuqori bosim sharoitida, yer qobig'i pastki qismida yoki yuqori mantiya sharoitida shakllanadilar. Shuning uchun bo'lsa kerak, ular kimberlitlardagi, yuqori mantiyadan olib chiqilgan ksenolitlar orasida juda keng tarqalgan. Ushbu fatsiya sharoitida hosil bo'lgan eklogitlarning turlari ko'p va ular umumiy tarzda to'rt guruhga ajratiladi: piroksen-granatli, kianit-korundli, ikki piroksenli, amfibolli.



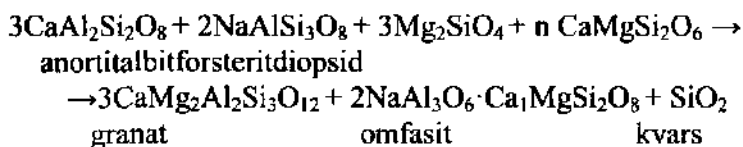
2.8-rasm. Eklogit fatsiyasining asosiy paragenezislari.
K-kianit; Gr-grossulyar; Alm-almandin; Py-pirop; Ar-aragonit;
Srx-klinopiroksen; Orx-ortopiroksen.

Klinopiroksen-granatli-eklogitlar-omfasit (diopsid-jadeit qatoriga mansub monoklin piroksen), granatdan iborat. Ikkinchi darajali mineral sifatida rutil, kvars, koesit bo'lishi mumkin. Yirik eklogit ksenolitlari tarkibida olmos ham uchraydi. Eklogitlarning zichligi 3,3-3,6 gm/sm³ ga teng. Qiyoslash uchun gabbro zichligini keltiramiz ~2,9-3,1 gm/sm³.

Kianitli va korundlieklogitlarda yuqori glinozemli (Al_2O_3 ga boy) minerallartarqalgan (korund va kianit). Bular qatoriga ba'zi granatli jinslar ham, xususan, grosspiditlar kiradi. Ikki piroksenli eklogitlar tarkibi uchun monoklin va rombik piroksenning (gipersten) mavjudligi xarakterlidir.

Nihoyat, amfibolli eklogitlar o'z tarkibida granat va piroksendan tashqari, amfibollarga ega (xromli aktinolit). Eklogitlarning asosiy paragenezislari 2.8-rasmda ko'rsatilgan. Eklogit fatsiyasidagi asosiy jarayon asosli magmatik jinslarning katta bosim sharoitida eklogitlarga aylanishidan iborat.

Gabbro va bazalt eklogitga aylanishi quyidagi reaksiyalar asosida sodir bo'ladi:



Agar birlamchi jinsda Al_2O_3 miqdori ko'p bo'lsa kianit yoki korund hosil bo'ladi, MgO va FeO ni miqdori rombik piroksen tarkibiga kiradi.

Kontakt metamorfizm jinslari. Kontakt metamorfizm jarayonlar uncha katta bo'lmagan chuqurliklarda rivojlanadi va bu jarayon intruziv jinslar bilan bog'liq bo'lgan issiqlik natijasida kechadi ($P < 200 \text{ MPa}$; $H = 5-6 \text{ km}$). Intruzivlarning tashqi qismidagi jinslar ma'lum gorizontaal zonallikka ega va ularning bu xususiyati intruziya issiqligi bilan bevosita bog'liq.

Rogoviklar kontakt metamorfizmining eng keng tarqalgan hosilasi hisoblanadi. Har bir magmatik jism (pluton, shtok, batolit) atrofida ma'lum hajmda rogoviklar keng tarqalgan.

Rogoviklar - zich, qattiqligi ancha katta bo'lgan jins. Tashqi ko'rinishi yaxlit, goho yo'l-yo'l. Tuzilishi mayda donador, mayda izometrik kristallardan tashkil topgan. Bunday tuzilishni granoblast deb ataydilar. Goho rogoviklar tarkibida ba'zi bir minerallarning yirik ajralmalari kuzatiladi. Ularning umumiy nomi porfiroblast

deyiladi. Rogoviklarning umumiy tarkibi birlamchi protolit tarkibi bilan bog'liq va quyidagi jadvalda ko'rsatilgan (2.5-jadval).

Intruziv jinslar cho'kindilar bilan ulangan joyda (masalan, u yoki bu granit plutoni atrofida) ma'lum ketma-ketlikdagi zonalar ajratiladi. Intruzivning tashqi qismida har xil oddiy slanetslar joylashadi. Kontakt metamorfizm natijasida ba'zi bir minerallar kattaligi birmuncha oshadi, qayta kristallanish jarayonlari kuzatiladi. Gilli minerallar suvsizlanadi va ko'pchilik hollarda ularning o'rniga seritsit va xlorit hosil bo'ladi. Ushbu slanetslar xlorit, muskovit, kvarsdan iborat. Agar birlamchi jins (protolit) tarkibida karbonatlar bo'lsa - aktinolit va tremolit hosil bo'ladi. Hosil bo'lgan metamorfik jinslarda birlamchi jins tuzilishi saqlanadi va uni kuzatish mumkin.

Kontakt metamorfizmi hosilalari

2.5-jadval

Prenit	Metamorfizm hosilalari		
	Tashqi zona		Ichki zona
Ohaktoshlar	marmarlashgan ohaktoshlar		Marmarlar
Gilli jinslar	Biotit, andaluzit, kordiyerit, granatli slanetslar	Rogoviklar (biotit, andaluzit, kordiyerit, granat)	Rogoviklar (biotit, gipersten, kalishpat, andaluzit, sillimanit)
Kvarsli qumtoshlar	Kvarsli va slyudali rogoviklar		
Asosli vulqon jinslari	Aktinolitirogoviklar, albit va epidot	Amfibolli rogoviklar	Piroksenli rogoviklar

O'rti zonada yuqorida ko'rsatilgan slanetslar yanada kuchliroq metamorfik jarayonlarga uchraydi. Mineral zarralar kattaligi oshib boradi, har xil tuguncha shaklidagi slanetslar shakllanadi. Ularning umumiy tarkibi: biotit, muskovit, kvars, kordiyerit, andaluzit, rudali mineral. Agar protolit tarkibida karbonat bo'lsa, uning hisobiga plagioklaz va amfibol paydo bo'lishi mumkin.

Ichki zonada biotitli, kordiyeritli, andaluzitli, kvars-dala shpatli rogoviklar rivojlanadi. Bular tarkibida gipersten, almandin (granat),

kordiyerit bo'lishi mumkin. Rogoviklar tarkibida har xil minerallardan tashkil topgan porfiroblastlar uchrab turadi.

Intruziv jinslar kvarsli qumtosh, yoki oddiy qumtoshlarga ta'sir qilgan vaziyatda kvarsli rogoviklar hosil bo'ladi.

Marmarlar kontakt metamorfizmi natijasida hosil bo'ladilar. Ko'pincha, bular oddiy ohaktoshlar va dolomitlar hisobiga hosil bo'ladilar.

Marmarlar - donador, granoblast tuzilishga ega bo'lgan jinslar. Ularning tarkibi asosan kaltsiyli yoki boshqa karbonatlardan iborat. Ohaktoshlarning qayta kristallanishida qum va gilli mahsulot ishtirok qilsa - bir qator silikatlar (dala shpatlari) paydo bo'lishi mumkin. Marmarlar tarkibida talk, serpentin, vollastonit ham uchrab turadi.

Agar karbonatli jinslar (ohaktoshlar, dolomitlar) asosli intruzivlar atrofida uchrasa, ular tarkibida periklaz, shpinel, forsterit, montichellit paydo bo'ladi va kontakt metamorfizmining yuqori haroratidan (1000^0 - 1200^0) darak beradi.

Progressiv metamorfizm jinslari. Progressiv metamorfizm jarayonlari quyidagi vaziyatda kechadi. Harorat 300 - 400^0C dan to 800 - 900^0C gacha, bosim esa 200 - 300 Mfladan, to 1000 Mflagacha bo'lishi mumkin. Hosil bo'lgan metamorfik jinslar tarkibi, tuzilishi bo'yicha ancha rang-barang va asosan, birlamchi protolit tarkibi bilan bog'liqdir. Shu sababdan biz quyida uch xil jinslar metamorfizmini ko'rib chiqamiz: gilli cho'kindi jinslar, nordon asos va o'taasos magmatik jinslar va karbonatli jinslar. Fikrimizcha, bular progressiv metamorfizmining turlanishini, mohiyatini ochib berishi mumkin.

Metapelitlar (gillar, argillitlar, gilli slanetslar) tarkibi kaolinit, montmorillonit, har xil gidroslyudalar va kvars bilan dala shpatlaridan iborat. Kimyoviy jihatdan ushbu jinslarda CaO va Na_2O miqdori nisbatan kam ($<2\%$), ammo K_2O (2 - 7%) va Al_2O_3 (15 - 17%) ga to'yingan, SiO_2 miqdori 55 - 65% ni tashkil qiladi. Ba'zan gillarda suv miqdori 5 - 15% ga teng. Gilli jinslarning metamorfizmi fillitlardan boshlanadi va birinchi navbatda, gilli minerallar suvsizlanadi va ko'pchiligi xlorit, seritsit va pirofillitga aylanadi. Shunday qilib, fillitlar - mayda donador seritsit, kvars va

xloritdan tashkil topadi. Dastlabki bosqichda metamorfik differensiatsiya kuzatilmaydi, fillitlarning tuzilishi blastopelit xarakteriga ega va birlamchi protolit tuzilishining ko'p xususiyatlari saqlanib qoladi.

Keyinchalik, metamorfik jarayonlar kuchaygan sari, ushbu fillitlar xloritli va seritsit-xloritli slanetslarga aylana boshlaydilar. Ularning fillitlar bilan mineralogik tarkibi bir xil, ammo oxirgilari (ya'ni xlorit-seritsitli slanetslar) ko'proq qayta kristallanadi, kvars, dala shpatlari kattalashadi va yig'ilib yo'l-yo'l holda joylashadilar.

Slyudali slanetslar ko'pincha amfibolit fatsiyaga mansub. Metamorfizm rivojlanishi, ya'ni gilli protolitning qizishi, slyudali slanetslar hosil bo'lishiga olib keladi. Ushbu jinslar biotit, muskovit, kvars, stavrolitdan iborat. Goho bular qatoriga granat ham qo'shilishi mumkin. Ushbu asosiy minerallarning o'zaro munosabati birlamchi protolit tarkibiga bog'liq va ular tarkibida biotitli, muskovitli, qo'sh slyudali turlar mavjud. Slyudali slanetslarning ichki tuzilishi granolepidoblast va granoblast bo'ladi. Stavrolit va goho uchrab turadigan granat bir qator porfiroblastlar hosil qiladi. Birlamchi gillar tarkibida, kaliy kam bo'lgan holatda, amfibol-granatli slanetslar shakllanadi. Bu fatsiyadagi jarayonlar 500-650°C kechadi.

Biotitli paragneyslar ham amfibolit fatsiyasida shakllanadi. Bu jinslar yuqorida keltirilganlardan o'z tarkibida plagioklaz va mikroclin kabi dala shpatlarini o'z tarkibida plagioklaz va mikroclin kabi dala shpatlarining paydo bo'lishi bilan belgilanadi. Bu fatsiya sharoitida muskovit turg'un emas va uning o'rniga kaliyli dala shpati hosil bo'ladi, qolgan Al_2O_3 sillimanitni yaratishi mumkin. Biotit tarkibida MgO ko'payadi, granatlar tarkibida ham pirop (MgO) oshib boradi. Jinslar yo'l-yo'l tashqi ko'rinishga, va porfiroblast tuzilishga ega bo'ladilar. Hosil bo'lish harorati 550-600°C dan 800°C yetadi.

Kordiyeritli va giperstenli paragneyslar gilli jinslar metamorfizmining eng yuqori nuqtasini belgilaydi. Bular tarkibida kordiyerit, sillimanit, granatlardan tashqari nordon plagioklaz, mikroclin va kvars paydo bo'ladi. Ushbu jinslardagi biotit titanga boy va TiO_2 miqdori 5-7% teng, flor, magniy ham boshqa biotitlar

tarkibida nisbatan birmuncha oshadi va gipersten tarkibida Al_2O_3 10-12% tashkil qiladi.

Barcha yuqorida ko'rsatilgan gillarning metamorfik fatsiyalar tarkibi 2.6-jadvalda keltirilgan.

Metabazitlar. Ma'lumki, asos va o'taasos magmatik jinslar asos plagioklaz, piroksen va olivinlardan iborat. Ularning metamorfik o'zgarishlari ham, hosil qilgan metamorfik fatsiyalari ham o'ziga xos xususiyatlarga ega. Bu magmatik jinslarning kimyoviy tarkibida kalsiy (10-13%), magniy (10-15%), temir (8-11%) keng tarqalgan, natriy kaliyga nisbatan ustun va nihoyat, ular tarkibida Al_2O_3 ham ko'p bo'lishi kuzatiladi. Bunday birlamchi protolit suvga to'yinmagan. Shu jihatlari bilan bazitlar yuqorida keltirilgan gilli (metapelit) yotqiziqlardan farq qiladi. Shuning uchun bular metamorfizmga uchraganda, boshqa, yangi metamorfik paragenезislar hosil qiladilar. Progressiv metamorfik jarayonlarni ilk bosqichida har xil bazalt va gabbrolar metabazalt, metagabbro va yashil slanetslarga aylanadilar va xlorit, aktinolit, epidot, kaltsit, albit kabi minerallar shakllanadi. Natijada qoramtir, qoramtir-qo'ng'ir rangli, granolepidoblast tuzilishga ega bo'lgan jinslar hosil bo'ladi. Birlamchi minerallar orasida asos plagioklaz saqlanib qoladi va keyinchalik u albit va epidot, kaltsitga parchalanadi. Rangli minerallar (Px, Amf, Bi) hisobiga xlorit, aktinolit, epidot hosil bo'ladi.

Shuni alohida takidlash kerakki, bu metamorfik fatsiyada asosan, suvli minerallar (xlorit, aktinolit, epidot) hosil bo'ladi, demak metamorfizm jarayonlari suvning jinsga qo'shilishi (gidratatsiya) bilan belgilanadi. Metamorfik jarayonlar yashil slanetslar fatsiyasida 300-600°S da sodir bo'ladi. Bosim oshishi bilan harorat ham ko'tariladi.

Epidotli amfibolitlar. Progressiv metamorfizm kuchaygan sari yashil slanets fatsiyasi amfibolit fatsiyasiga o'tadi va epidotli amfibolitlar kabi jinslar hosil bo'ladi. Ular rogovaya obmanka, nordon va o'rtaasosli plagioklaz, epidotdan iborat bo'lishi mumkin. Bulardan tashqari, almandin, sfen va kvars ham uchraydi. Jinslarning ichki tuzilishida bir qator granat porfiroblastlari ahamiyatga ega. Ba'zi bir amfibolitlar bu fatsiyada o'zining birlamchi tuzilishini

saqlab qolishi mumkin (masalan, ofit va pilotaksit tuzilishlarini). Goho bu jinslarni epidot-amfibolitli slanetslar deb ataydilar. Metamorfik jarayonlar harorati 500° - 650°C sodir bo'ladi.

Amfibolitlar. Metamorfizm jarayonlarida haroratning yanada oshib borishi natijasida haqiqiy amfibolitlar shakllanadi, ular tarkibida epidot bo'lmaydi. Epidotning yo'qolishi jins tarkibidagi plagioklazning asosligini oshiradi (anortit molekulasi ko'payib boradi) va bu plagioklaz andezindan iborat bo'ladi. Amfibollar tarkibida havorang-yashil rogovaya obmanka qo'ng'ir rangdagi turlari bilan almashadi. Bu mineral rangini ushbu tarzda o'zgarishi uning tarkibidagi suvni (OH^{-}) kamayib borishi bilan bog'liq. Bulardan tashqari, amfibolitlar tarkibida granat, klinopiroksen paydo bo'ladi. Metamorfik jarayonlar harorati 650° - 800°C ga teng.

Piroksen-plagioklazli slanetslar, gneyslar, granulitlar. Asosli magmatik jinslar metamorfizmini harorat bo'yicha eng yuqori nuqtalariga mos keladi. Hosil bo'lgan jinslar yaxlit, slanetsli, gneyssimon tekstura va granoblast ichki tuzilishga ega. Tarkibi: asosli plagioklaz, diopsid, avgit, gipersten va granat. Amfibol kam uchraydi. Yuqorida keltirilgan metamorfik jinslarga nisbatan plagioklaz-piroksenli slanetslar, gneyslar va granulitlar o'z tarkibidagi asosli plagioklaz (labrador, andezin-labrador) mavjudligi bilan ajralib turadilar. Bundan tashqari, ular tarkibida kalsiyga boy granat, alyuminiyga to'yingan gipersten ham keng tarqalgan bo'ladi.

Metamorfik jarayonlar 700 - 800°S da kechadi. Metabazitlarning progressiv metamorfizm jarayonidagi mineralogik tarkibi quyidagi jadvalda keltirilgan (2.7-jadval).

O'ta asosli jinslar (har xil peridotitlar, dunitlar, olivinitlar) olivin va piroksendan iborat. Ularning dastlabki metamorfik o'zgarishlari gidratatsiya (suvlanish) jarayonlaridan boshlanadi. Bu jinslar pastki metamorfik bosqichida (seolit fatsiyasi) serpentinitlar va serpentinitli slanetslarga aylanadi. Serpentinitlar burmalangan o'lkalarda keng tarqalgan va tarkibi bo'yicha ular orasida antigoritli serpentinitlar, talk-antigoritli, lizarditli, xrizotilli turlari mavjud. Bulardan tashqari, yashil slanetslar fatsiyasi sharoitida talk, xlorit, aktinolit, tremolit ham paydo bo'ladi. Harorat oshib borishi

bilan serpentinitlar tarkibida antigorit yo'qoladi va uning o'rniga antofillit, yoki tremolit paydo bo'ladi. Metamorfizm kuchaygan sari, ayniqsa haroratning oshib borishi bilan amfibolitlar yoki amfibolli slanetslar shakllanadi.

Metapelitlarning mineralogik tarkibi

2.6-jadval

Mineral	Metamorfik fatsiyalar			
	yashil slanetslar	epidot-amfibolitli	amfibolitli	granulitli
Pirofillit	_____			
Xlorit	_____			
Xloritoid	_____			
Seritsit, muskovit	Seritsit _____ Muskovit _____			
Granat	Mn _____ Fe _____ Mg-Fe _____ Fe-Mg _____			
Andaluzit	_____			
Stavrolit	_____			
Kianit	_____			
Biotit	_____ Fe _____ Ti _____			
Kordiyerit	Fe _____ Mg _____			
Sillimanit	_____			
Gipersten	Fe _____ Mg _____			
Plagioklaz	Al_0-Al_{14} _____ $Al_{20}-Al_{25}$ _____			
Kalishpat	_____			
Kvars	_____			

Metabazitlarning mineralogik tarkibi

2.7-jadval

Mineral	Metamorfik fatsiyalar			
	yashil slanetslar	epidot-amfibolitli	amfibolitli	granulitli
Xlorit	_____			
Aktinolit	_____			
Epidot	_____			
Rogovaya ob- manka	_____			
Granat	_____			
Klinopiroksen	_____			
Ortopiroksen	_____			
Plagioklaz	Albit _____ Oligoklaz _____ Andezin _____ Labrador _____			

3-bob. METASOMATIK JARAYONLAR

Hozirgi vaqtda magmatik, metamorfik jinslar bilan birga metasomatik jinslar, ba'zi hollarda, metasomatik formatsiyalar ham nihoyatda keng tarqalgan. Ayniqsa ma'dan konlar va ular atrofida ushbu jinslarning ahamiyati katta.

XIX asr o'rtalarida nemis olimi K.Naumann geologik adabiyotlarga «metasomatoz» tushunchasini kiritgan edi. K.Naumann bir mineral o'rniga ikkinchisining paydo bo'lishini nazarda tutgan edi.

Aslida «metasomatoz» atamasi ikki yunoncha so'zdan iborat: meta - keyin, somatos - jism va «keyin hosil bo'lgan jism (mineral yoki jins)» ni anglatadi. Keyinchalik bu jarayonlar D.S.Korjinskiy, V.A.Jarikov, D.Uayt, B.Dj.Skinner, A.A.Marakushev va boshqalar tomonidan o'rganilgan va bu tushunchaning mohiyati, ma'nosi ham ancha o'zgarib ketgan.

O.A.Bogatikov, V.S.Popov, N.Borodullinalarning (2001 y.) fikricha, metasomatoz - bu tog' jinslarining ular orasidan o'tayotgan suyuq fazalar (suv, karbonat, silikat eritmaları) bilan o'zaro aloqalarini bildiradi. Ushbu jarayon natijasida tog' jinsining qattiq holati saqlanib qolsa ham, uning kimyoviy tarkibi butunlay o'zgarib ketadi, chunki birlamchi minerallar eriydi, ular o'rniga yangi minerallar hosil bo'ladi. Metasomatoz xossalari metasomatik jinslarni (*metasomatitlarni*) shakllantiradi.

Metasomatitlar yoriqlar, konlar, intruziv massivlarning yuqori qismida, vulqonlar atrofida keng tarqalgan va shuning uchun «kon atrofi metasomatitlari» katta amaliy ahamiyatga ega.

Metasomatik jarayonlarni tahlil qilishdan avval, ularni yuqoridagi boblarda keltirilgan metamorfik jarayonlardan farqini aniqlash zarur.

Darhaqiqat, metamorfizm va metasomatizm o'rtasida bir qator o'xshashliklar mavjud va buni ko'pchilik mutaxassislar inkor qilishmaydi. Shunday davrlar ham bo'lganki, metasomatoz metamorfizmining bir turi bo'lsa kerak degan fikrlar petrologiyada ancha keng tarqalgan. Ikkala jarayon ham haroratning oshib borishi natijasida sodir bo'ladi, ikkalasi ham flyuid faza ishtirokida

kechadi, birlamchi jinslar qattiq holatda saqlanadi, ammo bu ikki jarayon bir-biridan keskin farqlanadi. Bu farqlar quyidagilardan iborat.

Birinchidan, metamorfizm jarayonlari nihoyatda katta hududlarni egallaydi. Platforma, okeanlar tubi, bulmalangan o'lkalarda ushbu jarayon millionlab km^2 maydonlarni egallaydi va yer qobig'ini hosil bo'lishida asosiy jarayonlardan hisoblanadi. Metasomatoz esa ancha kichik (0'n-yuz km^2) maydonlarni ishg'ol qiladi va, asosan, vulqonlar, ekstruziyalar, ma'dan konlari, yoriqlar atrofida rivojlanadi. Ushbu ikki jarayon ko'lami, ham har xil va xilma-xil sabablarga bog'liqdir. Masalan, metamorfizm jarayonlari, doimo diffuziya bilan bog'liq, ya'ni modda qattiq jins orasidan diffuziya jarayonlari vositasida o'ta boshlaydi va o'rin almashadi, ammo metasomatizm jarayonlarida modda jins orasidan infiltratsion yo'l bilan, eritma vositasida harakat qiladi. Bunday eritmalarining harakati bosimga bog'liqdir.

Ikkinchidan, metasomatik o'zgarishlar vaqtida tog' jinslar tarkibidagi moddalarni mutlaq qiymati butunlay o'zgaradi va shu sababdan hosil bo'lgan yangi, metasomatik jinslar tarkibi, birlamchi «ona» protolitdan keskin farq qiladi. Metamorfizm jarayonlarda esa H_2O va CO_2 tashqari, birlamchi jins tarkibi o'zgarmaydi (izoximik xarakterdagi reaksiyalarni eslash kifoya). Masalan, birlamchi jinsdagi kvars va kaltsit metamorfik qizish natijasida vollastonitga aylanadi, ammo kimyoviy tarkibi saqlanadi va o'zgarmaydi. Bu haqiqiy metamorfik jarayon, ammo suyuqlik yordamida bu jarayon kechganda birlamchi protolit tarkibi o'zgarib ketadi va bunday o'zgarishlarni metasomatik o'zgarishlar qatoriga kiritadilar.

Metasomatik jarayonlarda yangi minerallarning hosil bo'lishi va erishi deyarli bir vaqtda sodir bo'ladi va jinsning hajmi o'zgarmaydi va birlamchi jinsning ichki tuzilishi ko'pchilik hollarda saqlanadi. Metamorfizm esa hajm o'zgarishiga olib keladi va birlamchi tuzilish, protolit tarkibi faqat past haroratda saqlanib qolishi mumkin.

Uchinchidan, metasomatik jarayonlarda jins hosil qiluvchi minerallar soni ancha kamayadi va ba'zi hollarda bir minerali

jinslar hosil bo'lishi mumkin (misol sifatida, kvartsitlar va albititlarni keltiramiz). Metamorfik jarayonlarda bunday o'zgarishlar, ya'ni yakka mineralli jinslar, deyarli hosil bo'lmaydi.

Metasomatik jarayonlarda o'zaro ionlar o'rin almashuvi va gidroliz reaksiyalari keng tarqalgan va bu jarayonning asosini tashkil qiladi. Metamorfizm paytida minerallar parchalanishi, suvsizlanishi, karbonitsizlanishi kuzatiladi.

To'rtinchidan, metasomatik jarayonlar, gidrotermal eritmalar va qattiq jinslarning o'zaro reaksiyalari natijasida har xil tarkibga ega bo'lgan yangi jinslar majmuasi shakllanadi va uni metasomatik kolonna deyiladi. Uning ichki qismida metasomatik jarayonlar to'la-to'kis rivojlanib, tarkiban eritmaga deyarli mos keladi va ularni shakllantirishda, asosan, eritma katta ahamiyatga ega. Tashqi qismida esa o'zgarishlarning kuchi ham, shiddati ham keskin pasayib ketadi. Metasomatik o'zgarishlar magmatik jinslar atrofida sodir bo'ladi.

Metamorfik jarayonlarga bunday zonallik xos emas.

Shunday qilib, metasomatoz va metamorfizm orasida keskin farqlar mavjud, ayniqsa metamorfizmining amfibolit va granulit fatsiyalarida.

3.1. Metasomatik jinslar tasnifi

Metasomatik jinslar yer yuzasida keng tarqalgan bo'lsa ham, ularni boshqa magmatik va metamorfik tog' jinslaridan ajratish, o'ziga xos bo'lgan sifatlarini belgilash amaliy geologiyada ancha mushkul masalalardan hisoblanadi. Shu sababdan bu jinslarning asosiy geologik xususiyatlarini ta'kidlab o'tishni lozim topdik. Metasomatik jinslardagi eng asosiy xususiyat bir mineral o'rniga ikkinchisining hosil bo'lishi hisoblanadi. Bunday o'rin almashuv «pseudomorfoza» deyiladi. Aslida bu atama minerallarning shakli saqlangan holda bir mineral ikkinchisining o'rnida paydo bo'lganini, bunday almashuv natijasida birlamchi mineral shakli, sinish yuzalari va boshqa xususiyatlari saqlanib qoladi.

Pseudomorfozalar kation o'rniga kation hosil bo'lganda, ancha tez va mukammal rivojlanadilar (masalan, dala shpatlaridagi K^+

ioni Na^+ bilan almashganda - plagioklaz yoki kalishpatning albitlanishi). Bunday psevdomorfozalar hosil bo'layotgan birlamchi jins tarkibidagi qo'shimchalar, organik moddalar metasomatitlar ichida saqlanib qoladi.

Metasomatit jinslarning yana bir xususiyati - bu jinslarning mineralogik tarkibi. Yangi hosil bo'lgan jinslardagi minerallar paragenezisi «ona», birlamchi jinsga nisbatan farqga ega bo'ladi (masalan, granitlar, andezitlar, datsitlar hisobiga hosil bo'lgan kvarsitlar, eysitlar shular jumlasidandir).

Metasomatizm jarayonlari harorat, eritmalar tarkibi (flyuid fatsiyasi), bosim va protolit tarkibi vositasida kechadi. Ammo ushbu xususiyatlar nihoyatda o'zgaruvchan, noturg'un ekanligi barcha tadqiqotchilarga ma'lum. Shu sababdan, hosil bo'lgan yangi minerallar paragenezisi ham tez-tez o'zgarib turadi va bu xususiyat ularni tasniflashda bir qator qiyinchiliklarga, muammolarga va anglashilmovchiliklarga olib keladi. Masalan, keng tarqalgan greyzen, svitter kabi jinslarning tub ma'nosi ham ancha noaniq bo'la boshlaydi. Ular ko'p hollarda alohida tog' jinsni emas, balki ma'lum sharoitda hosil bo'lgan metasomatik kolonna tarkibini ko'rsatadi.

Ushbu sabablardan kelib chiqib, metasomatik jinslarni tasniflashda jinsni hosil bo'lishidagi harorat, eritmani tarkibi va kimyoviy xususiyatlariga (pH: nordon, ishqorli, neytral) tayaniladi. Quyida biz N.Yu.Bardina (2001 y.) tomonidan ishlangan tasnifni keltirdik (3.1-jadval). Unda barcha metasomatik jinslar yuqoridagi

Metasomatik jinslarning asosiy turlari (N.Yu.Bardina, 2001 y.)

3.1-jadval

Metasomatitlarning turlari	Protolit	Metasomatitlarning mineralogik tarkibi	Eritmaning ko'rsatkichlari		Metasomatitlar bilan uchraydigan ma'danlar
			T, °S	rN	
1	2	3	4	5	6
Ishqorli eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar					
Fenitlar	1,2,3	Nefelin, kallnatriyli dala shpati, ishqorli piroksen va amfibol, biotit, magnetit, kaltsit	800-500	10-8	Nb, Zr, Be
Sodalitli metasomatitlar	1,2	Sodalit, kaliy-natriyli dala shpati, ishqorli piroksen va amfibol, biotit, melanit, kaltsit	600-300	9,5-8	
Analtsimli metasomatitlar	1,2	Analtsim, kaliy-natriyli dala shpati, ishqorli piroksen va amfibol, xlorit, kaltsit, flyuorit	350-200	9-7	
Mikroklin	1	Mikroklin, biotit, egirin	600-400	8,5-7	
Albititlar	1,2	Albit, egirin, ribekit, magnetit	500-300	8-7	
Egirin-flogopitli metasomatitlar	3	Egirin, flyuorit, kaltsit	500-300	8-7	
Eysitlar	1,2,3	Albit, kvars, xlorit, kaltsit, ankerit, apatit, gemitit	300-150	7-6	U, Mo
Neytral eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar					
Magnezial skarnlar	3	Forsterit, diopsid, fassait, kaltsit, shpinel, periklaz, flogopit, boratlar	900-600	8-5,5	Fe, B
Skarnlar	1,2,3	Grossulyar-andradit, diopsid-gedenbergit, wollastonit, vezuvian, epidot	700-450	8-5,5	

Kvars-kallshpatli (biotitli) metasomatitlar	1,2	Ortoklaz-mikroklin, flogopit-biotit, kvars, angidrit	600-350	6,5-4,5	Sn, Mo, Cu
Kvars-albitli (plagioklazli) metasomatitlar	1,2,3	Albit (plagioklaz), kvars, amfibol, biotit, vezuvian, karbonat	500-300	6,5-4,5	
Turnalinitlar	1,2	Turnalin, kvars, seritsit, xlorit	500-250	6,5-3,5	Sn, W, Cu
Propilitlar	1,2	Epidot, aktinolit, xlorit, albit, adulyar, seolitlar, kaltsit, pirit	350-150	6,5-4,5	Cu, Zn, Pb, Au, Ag
Gidroslyuditlar	1,2	Gidroslyudalar, ankerit, kvars	150-50	6,5-4	Au, U, As, Sb, Hg

3-jadval davomi

1	2	3	4	5	6
Nordon eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar					
Svitterlar	1	Protolitionit-sinvaldit-siderofillit, kvars, topaz, flyurit	550-300	5-3	Mo, Sn, W, Bc, Ta, Bi
Greyzenlar	1	Muskovit-lepidolit, kvars topaz, albit, flyurit	500-300	5-3	
Slyuditlar	2,3	Flogopit, biotit, muskovit, paragonit, margarit, flyurit, talk, xlorit	500-300	5-3	
Seritsitolitlar (berezitlar)	1	Seritsit, kvars, kaltsit, dolomit-ankirit, pirit	400-200	5-4	Mo, Cu, Zn, Pb, Bi, Au, Ag, U
Listvenitlar	2	Fuksit, dolomit-ankirit, magnezit-breynerit, kvars, pirit	400-200	5-4	
Argillizitlar	1,2	Kaolinit, montmorillonit, gidroslyudalar, seolitlar, opal, allofan, gilluzit, siderit, kvars	300-50	5-2	Au, U, As, Sb, Hg
Ikkilamchi kvarsitlar	1,2	Kvars, konand, diaspor, andaluzit, pirofilit, seritsit, alunit, gematit, pirit, markazit	500-300	4-1	-

Eslatma. Protolit: 1 – terrigen, nordon magmatik jinslar; 2 – asosli magmatik jinslar va ularning metamorfik hosilalari; 3 – karbonat jinslar.

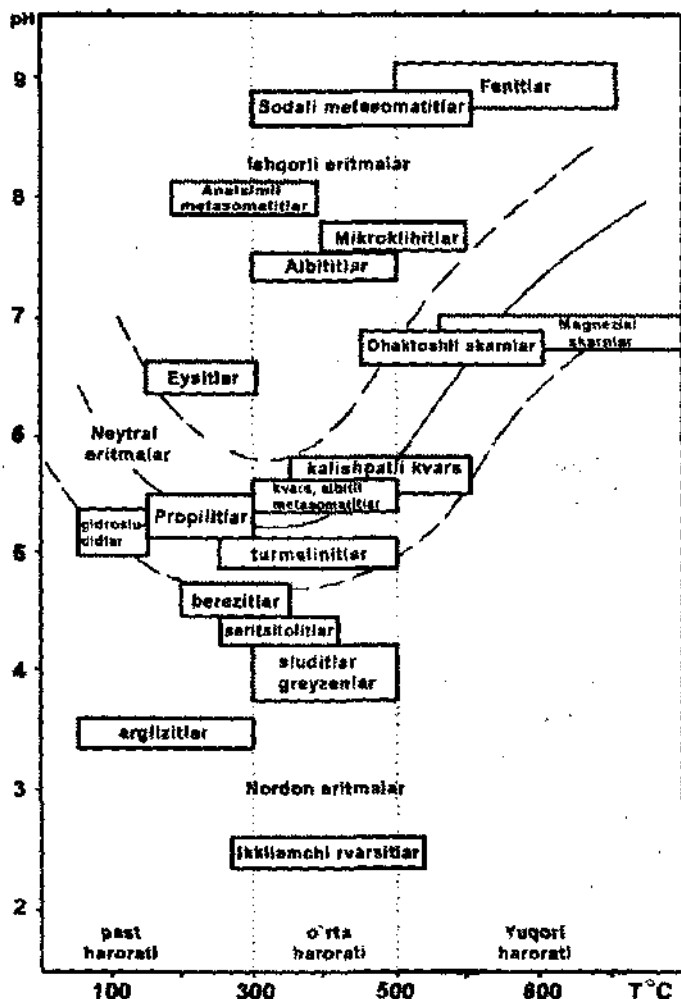
mezonlarga asoslangan holda 3 guruhga ajratiladi (ishqorli, neytral, nordon), $T^{\circ}\text{C}$ va pH ko'rsatkichlariga qarab bir qator fatsiyalar (jinslar) belgilangan.

Metasomatik jinslarning o'zaro munosabatlari 3.1-rasmda keltirilgan. Ushbu diagrammaning ba'zi bir xususiyatlarini izohlab o'taylik. Birinchidan, ushbu diagramma pH va harorat ($T^{\circ}\text{C}$) koordinatalarida qurilgan bo'lib, barcha metasomatizm bilan bog'liq bo'lgan vaziyatlarni o'z ichiga ololmagan. Shu nuqtai nazardan, u faqat umumiy tasavvur yaratadi, xolos. Bir qator metasomatoz jarayonlari uchun ahamiyatli bo'lgan xususiyatlar ko'rsatilmagan (CO_2 ni miqdori, P_0 va hokazo), pH ko'rsatkichlari esa umumiy tarzda keltirilgan.

Hosil bo'lish harorat bo'yicha metasomatitlar past-, o'rta-, yuqori haroratli larga ajratiladi. Ushbu dastlabki metasomatoz haqida ma'lumotlardan so'ng, metasomatitlarni izohlashga o'tamiz.

3.2. Ishqorli eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar

Bu guruhga kiradigan metasomatik jinslar protoliti kaliy va natriyli minerallari tomonidan o'rin almashuvi natijasida hosil bo'ladi. $\text{PH} > 7$ sharoitida flor, xlor, natriyli eritmalar birlamchi jins orasidan o'tadi va natijada bir qator metasomatik jinslar hosil bo'ladi: fenitlar, albititlar, eysitlar, mikroklinitlar shular jumlasiga kiradi. Bulardan tashqari nefelinli, analtsimli, egirin-magnetitli, egirin-flyuoritli jinslar keng tarqalgan bo'ladi. Eng avval fenitlar hosil bo'ladi. Ular eng yuqori haroratli va eng katta ishqorli eritmalar bilan muvozanatlikda uchraydi. Fenitlardan so'ng, dala shpatlari bilan bog'liq bo'lgan metasomatitlar uchraydi



3.1-rasm. Metasomatik jinslar tarkibi
(N.Yu.Bardina va V.S.Popov, 1991).

va undan keyin karbonat-kremniyli metasomatik tog' jinslarda sodir bo'ladi. Va nihoyat, past haroratda eysitlar shakllanadi.

Ishqorli metasomatitlarning o'ziga xos minerallari mavjud. Ular qatoriga ishqorli piroksenlar, amfibollar, nefelin, sodalit, analtsim,

litiyli siyudalar kiradi. Bu jinslar bilan bir qator nodir metallar va radioaktiv (U, Th) ma'danlar bog'liq. Bu jinslar quyidagi fatsiyalarga bo'linadi: fenit, dala shpatli metasomatitlar va analtsimli metasomatitlar.

Fenitli fatsiya yuqori haroratli metasomatitlar - fenitlardan iborat va ishqorli magmatik jinslar rivojlangan hududlarda keng tarqalgan. Ular eng ishqorli ($\text{pH} > 8-10$) fluor-xlorli, K-Na li eritmalar vositasida rivojlanadi.

Fenitlar granitlar, gneyslar, arkozli qumtoshlar, ohaktoshlarning metasomatik o'zgarishi natijasida hosil bo'ladilar. Ular ishqorli magmatik jinslar atrofida halqasimon tuzilmalar hosil qiladilar, goho yer yoriqlari bo'ylab intruziv jinslardan ancha uzoqda bo'lgan joylarda linzasimon tomirlar shakllantiradi. Goho ishqorli intruziv jinslar ichida ham uchrashi mumkin, ayniqsa bunday intruzivlarning yuqori qismlarida fenitlanish jarayonlari keng tarqalgan bo'ladi.

Fenitlarning mineralogik tarkibi quyidagi minerallardan iborat: ishqorli piroksenlar (egirin, egirin-avgit, egirin-diopsid), K-Na dala shpatlari (mikroclin-pertit, ortoklaz, anortoklaz) va nefelin. Bulardan tashqari fenitlar tarkibida ishqorli amfibollar, biotit va magnetit uchrashi mumkin. Nordon plagioklaz (albit) kam uchraydi. Shuni alohida ta'kidlash zarurki, yuqorida ko'rsatilgan paragenezis yangi hosil bo'lgan minerallardan iborat. Ikkinchi darajali minerallar sifatida granat, sillimanit, vollastonit, korund, apatit, pleonast, evdialit va boshqa nodir minerallar ham tez-tez uchrayadi. Ko'rsatilgan minerallar miqdori nihoyatda o'zgaruvchan, ammo ular tarkibida rangli minerallar 20-25% ni tashkil qiladilar, ammo asosli va o'tasosli jinslar metasomatozga uchraganda bu raqam 70-80% gacha yetadi.

Fenitlarning kimyoviy tarkibi ham o'ziga xos xususiyatlarga ega. Birlamchi, «ona» jinslarga nisbatan fenitlarning barcha turlari Na, K, Al, Fe^{+3} , Mn, Nb, Ta, Zr, Be, P_2O_5 , U, Th bilan to'yingan bo'ladi. Kremniy, Fe^{+2} , Mg ni o'zgarishi protolit tarkibiga bog'liq.

Fenitlarni ichki tuzilishi xilma-xil. Ular orasida granoblast, poykiloblast tuzilishlar keng tarqalgan. Umuman olganda, fenitlar va fenitlashgan metasomatitlar - bu yirik, o'rta donador, yaxlit, pegmatoid va porfiroblast ko'rinishga ega bo'lgan jinslar.

Sodalitli metasomatitlar gneyslar, granitlar va ba'zi hollarda ohakli jinslar hisobiga hosil bo'ladilar. Asosiy minerallar sirasiga sodalit, K-Na dala shpati, ishqorli piroksen va amfibollar kiradi. Ikkinchi darajali minerallar qatoriga biotit, melanit (granat) va goho kaltsit kiradi.

Yuqorida ko'rsatilgan metasomatitlarning hosil bo'lish sharoitlari L.L.Perchuk (1970), A.S.Sergeyev (1967), V.S.Popov (2001) tomonidan o'rganilgan. Ular fikricha, fenitlanish bilan bog'liq metasomatik jarayonlar 70-100 MPa bosimda kechadi, harorat esa 400-500°C dan to 700-800°C gacha bo'lishi mumkin. Bu dalillar bir qator tajribalar natijalari bilan ham isbotlangan. Fenitlardagi ortoklaz 525°C da hosil bo'ladi, undan pastda faqat triklin dala shpatlar uchraydi. Nefelin ham 500° atrofida shakllanadi, undan pastda esa analtsim va kankrinit turg'un bo'ladi.

Metasomatik jarayonlarda ishtirok etayotgan eritmalar tarkibi nihoyatda ishqorli, CO₂ va ftorga boy, pH=7,3-11.

Shunday qilib, fenitlanish jarayoni 500-900°C harorat sharoitida, uglekislota-ftorli eritmalar vositasida, pH 7-11 bo'lganda sodir bo'ladi. Bunday eritmalar tarkibi bir qator nodir elementlarga boy.

Fenitlanish jarayonlari ishqorli magmalar va ularning hosilalari bilan bevosita bog'liq. Fenitlar shakllanishi davrida ishqorli magmatik eritma ham suyuqlik sifatida saqlangan bo'ladi va fenitlar har bir intruziv faza mahsuloti bilan tashkil topishi mumkin.

Fenitlanish jarayonlari Nb, Ta, Zr, Hf, Bi, U, Th, Ba, Sr kabi nodir eritmalar to'planishiga sabab bo'ladi. Bulardan tashqari, fenitlangan hududlarda apatit konlari uchrashi mumkin.

Dala shpatli metasomatitlar. Bu fatsiya tarkibiga o'rta va yuqori harorat sharoitida o'zgargan gidrotermalar ta'sirini o'z boshidan kechirgan jinslar kiradi. Eritmalar tarkibi galogen, kaliy-natriyli pH=7,0-3,5. Hosil bo'lgan jinslar, asosan, quyidagilardan iborat: mikroklinitlar, albititlar. Bular alyumosilikat jinslar hisobiga paydo bo'ladilar.

Dala shpatli metasomatitlar mineralogik tarkibi quyidagi xususiyatlar bilan boshqa fatsiyalardan ajralib turadi:

a) doimo uchuvchanlarga to'yingan minerallar uchrab turadi (flyuorit, kriolit, slyudalar);

b) dala shpatlari minerallar orasida keng tarqalgan;
v) nodir minerallarning nihoyatda rang-barangligi (70-65 turi mavjud);

g) doimo birlamchi qayta kristallangan kvars uchraydi.

Albititlar – asosan (70%) albit va ishqorli piroksen va amfiboldan tashkil topgan metasomatik jinslar. Qumtoshlar va nordon jinslar hisobiga shakllanadi.

Albititlar yer yuzasida chuqur yoriqlar, intruzivlar yuqori qismida, ishqorli magmatik jinslarning atrofida uchraydi. Hosil bo'lgan metasomatitlar xilma-xil linzasimon, cho'zinchoq shaklga ega. Ushbu metasomatitlar egallagan joylarning qalinligi 10-30 m ga teng bo'ladi, goho esa yuzlab metrnlarni egallashi mumkin.

Birlamchi jinsning tashqi ko'rinishi va tuzilishi albititlar teksturasiga o'z ta'sirini o'tkazadi. Masalan, agar ular gneyslar hisobiga hosil bo'lganda - yo'l-yo'l yo'nalishlar, mayda donador tuzilishini saqlab qoladi. Jinslar rangi oq, qo'ng'ir, yangi hosil bo'lgan ribekit hisobiga havorang ham bo'lishi mumkin.

Ushbu jinslarning tarkibida yangi hosil bo'lgan albit (An_{1-5}) deyarli 70-75% ni egallaydi. Bulardan tashqari, albititlar tarkibida yangi ishqorli piroksenlar, amfibollar, biotit, magnetit, gematit bo'lishi kuzatiladi. Ikkinchi darajali minerallar ham rang-barang: kolumbit, torit, brannerit, uraninit, kassiterit va flyuoritdan iborat.

Albititlarning kimyoviy tarkibida birlamchi jinslarga nisbatan Na, Al, F, Fe^{+3} , to'planishi kuzatiladi. Ayni bir vaqtda, Ca, Mg, Fe^{+2} eritmadan va jinslardan chiqib ketadi. Goho bular qatoriga kaliy ham kiradi. Kremniy doimo metasomatitlar tarkibiga qo'shiladi.

Albitlanish jarayoni mikroklin-pertitlar o'rniga albitning psevdomorfozasi hosil bo'lishidan boshlanadi. Huddi shu tarzda plagioklaz ham albit bilan o'rin almashadi va to'la, yirik psevdomorfozalar hosil qilinadi. Kvars maydalanib, qaytadan kristallanadi, rangli minerallar o'rniga ishqorli piroksenlar va amfibollar yaratiladi.

Ko'p hollarda bu jarayon ikki bosqichda kechadi va o'ziga xos metasomatitlar majmuasini yaratadi. Bir qator tadqiqotchilar

fikricha (L.L.Perchuk, 1966; Beus, B.I.Omelyanenko, 1978), albitlanish kolonnalari quyidagi paragenezislardan iborat:

I. O. Biotitli granit

1. $Kv + Mik + Ab + Rib + Gem$
2. $Kv + Ab + Rib + Gem$
3. $Ab + Rib + Gem$
4. $Ab + Eg$

II. O. Nefelinli siyenit:

1. $Ab + Bi + Nef + Mik + Pi$
2. $Ab + Eg + Nef$
3. $Ab + Eg$

Mikroklinittlar. Albitlardan farqli o'laroq, bu metasomatitlar tarkibida mikroklin ustun bo'ladi va uning miqdori 70% dan ko'proq bo'lishi mumkin.

Bu metasomatitlar ham har xil granitlar, gneyslar, nefelinli siyenitlar, terrigen yotqiziqlar hisobiga paydo bo'ladilar. Mikroklinittlarning asosiy minerallari: mikroklin, biotit, egirin va ishqorli amfibollardan iborat. Ikkinchi darajali minerallar sifatida kvars va plagioklaz uchraydi. Bular qatoriga evdialit, siron, rutil, sirtolit, apatit, monatsit, rutil, flyuorit qo'shiladi.

Ushbu jinslarning mineralogik tarkibi birlamchi jinslar tarkibi va xususiyatlariga bog'liq. Masalan, nordon jinslar hisobiga hosil bo'lgan metasomatitlarda biotit, siyenit, nefelinli siyenitlar o'rni hosil bo'lganlardan - ishqorli amfibollar (gastingsit, arfvedsonit) shakllanadi. Agar metasomatitlar birlamchi gabbrolar o'rni hosil bo'lsa, egirin va magnetitlar paydo bo'ladi. Metasomatik jarayonlar eng jadal tarzda hosil bo'lgan hududlarda rangli minerallarning umumiy miqdori 20% tashkil qiladi. Mikroklinittlarning kimyoviy tarkibi birlamchi shakllarga (protolitga) nisbatan K, Al, F, Fe, Be, Nb va NEO ga to'yingan. Na esa bu jinslarda kamroq bo'ladi.

Metasomatik jarayonlar plagioklaz tarkibidan anortit molekulasini chiqib ketishidan boshlanadi (deanortitizatsiya hodisalari). Bu jarayon natijasida plagioklaz, albit va epidot minerallariga ajraladi. Keyinchalik albit, epidot donalaridan tozalanadi va o'z navbatida

mikroklin bilan o'rin almashadi. Ayni shu paytda kvars donalari parchalanib, qayta kristallanadi va bir qator nisbatan yirik porfiroblastlar hosil qiladi. Metasomatoz jarayonlari kuchaygan sari, kalishpatning miqdori oshib boraveradi, albit miqdori esa kamayadi. Qolgan minerallarning, xususan, biotitning miqdori deyarli o'zgarmaydi. Goho metasomatoz kuchayganda mikroklin kvars o'rnini egallashi mumkin.

Egirin (ribekit)-magnetitli metasomatitlar chuqur yer yoriqlari atrofida temirli kvarsitlar hisobiga hosil bo'ladilar. Bu metasomatitlar tarkibida egirin, ishqorli amfibollar (ribekit, krossit, rodusit) magnetit va gematitdan iborat.

Egirin-magnetitli metasomatitlarning asosiy mineralogik paragenезislari quyidagilardan iborat:

- 1) magnetit + ribekit;
- 2) egirin + magnetit + gematit.

Bulardan birinchisi temirli kvarsitlar hisobiga, ikkinchisi esa kvarsitlar orasidagi gematit-magnetit rudalari hisobiga hosil bo'ladilar.

Eysitlar. Birlamchi gneyslar, granitlar, alyumosilikatli cho'kindi jinslarga past haroratli, o'rta va past ishqorli (natriyli), CO_2 ga to'yingan eritmalar ta'sir ko'rsatganda eysitlar shakllanadi. Bu metasomatitlarni ifodolovchi asosiy minerallar albit, xlorit, kaltsit va gematitdan iborat.

Geologik jihatdan eysitlar chuqur yer yoriqlari, faollashgan o'lkalarda keng tarqalgan. Ba'zi bir tadqiqotchilar fikricha, magmatik jarayonlar bilan aloqadorligi ko'pchilik xillarda mavhum va uzil-kesil yechilmagan. Birlamchi metasomatozga uchragan jinslarga nisbatan eysitlarning kimyoviy tarkibida Na, P, HCO_3 ko'p, ammo Si va K kam.

Eysitlar hosil bo'lishidagi metasomatik jarayonlar biotit suvli biotitga (gidrobiotitga) o'tishi bilan boshlanadi. Bunday biotit to'q-yashil rangga ega. Bu yangi mineral tarkibida protolit biotitiga nisbatan Fe^{+2} miqdori oshadi, ammo K miqdori birmuncha pasayib ketadi. Ayni bir vaqtda plagioklaz donalarining ustida gematitning mayda zarrachalari paydo bo'ladi.

Metasomatozning keyingi bosqichi epidot-xlorit paragenезisini paydo bo'lishi bilan bog'liq. Yangi hosil bo'lgan albit birinchi

navbatda dala shpatlari hisobiga bir qator psevdomorfozlar hosil qiladi, keyinchalik uning albitning alohida kristallari ham shakllanadi. Ayni shu vaqtda biotit xloritlashadi va yangi hosil bo'lgan xlorit kaltsiy bilan birga amfibollar o'rniham egallay boshlaydi. Keyinchalik metasomatoz kuchaygan sari kvars ham albit va adulyar bilan o'rin almashadi. Metasomatozning oxirgi bosqichlarida gematit va ankerit asosiy qismni hosil qiladi.

Eysitlarning metasomatik zonalligi, boshqa past haroratli metasomatitlar kabi, yaxshi ko'rinmaydi va shakllanmagan ham bo'lsa kerak. T.A.Jdanov, Yu.B.Marinlar (1986, 1989) ularning quyidagi bosqichlarini belgilaydilar:

1. Oliv + kv + xl
2. Ab + kv + xl
3. Ab + kv
4. Ab.

B.I.Omelyanenkoning fikricha, eysitlar 200° - 300° C haroratda shakllanadilar. Ularni hosil qiluvchi natriyli eritmalar bikarbonat ion bilan (HCO_3) to'yingan va uni pH 8-11 teng.

3.3. Neytral va nordon eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar

Neytral (ya'ni past va o'rta ishqorli, kislota xususiyatlari pasaygan) gidrotermal eritmalar bilan magnezial va ohakli skarnlar, propilitlar, kvars-dala shpatli metasomatitlar, turmalinitlar, gidroslyuditalar kabi metasomatik jinslar shakllanadi. Bularning o'ziga xos bo'lgan minerallari quyidagilardan iborat: xlorit, epidot, albit, karbonatlar va bir qator gidroslyudalar. O'rta harorat sharoitida dala shpatlari, biotit, ishqorli amfibollar va yuqori haroratda - piroksenlar, granat va olivin (forsterit) shakllanadi. Hosil bo'lish sharoitidan kelib chiqib, ushbu metasomatitlarni uch fatsiyaga ajratadilar: skarnlar, kvars-dala shpatli metasomatitlar va propilitlar.

Skarnlar fatsiyasi asosan intruziv (birinchi navbatda har xil granitoidlar) jismlarni ohakli jinslar bilan kontaktlarida hosil bo'ladilar. Metasomatozga uchrayotgan jinsning tarkibiga qarab

ular ikki turga ajraladi: **magnezial** (dolomitlar, magnezitlar) va **ohakli** (ohaktoshlar, marmarlar) skarnlar. Ulanish chizig'iga nisbatan skarnlar intruziv ichida joylashsa – endoskarn, ulanish yuzasida tashqarida bo'lsa – ekzoskarn deyiladi.

Skarnlar fatsiyasidagi jinslar 450°C dan to 1000°C gacha bo'lgan sharoitda shakllanishi mumkin.

Magnezial skarnlar – dolomitlar, magnezitlar va dolomitlashgan ohaktoshlar hisobiga shakllanadilar. Ushbu birlamchi jinslar tarkibida Mg miqdori 12-13% ni tashkil qiladi va bu turdagi skarnlarning yaratilishiga yetadi.

Yer yuzasida magnezial skarnlar quyidagi geologik sharoitda uchraydi: katta chuqurlikda hosil bo'lgan granit va gneyslar bilan va mezoabissal sharoitda hosil bo'lgan granitlar, siyenitlar va har xil gabbrolar bilan. Umuman olganda bu turdagi skarnlar ko'pchilik hollarda granitoidlar bilan uzviy ravishda bog'langan. Shuni ham aytish zarurki, skarnlar granitlarning barcha ma'lum fatsiyalari bilan birga shakllanishi mumkin. Faqat yer yuzasiga yaqin (gipabissal va subvulqonik fatsiyalardan tashqari).

Skarnlarning mineralogik tarkibi nihoyatda murakkab. Magmatik bosqichda hosil bo'lgan skarnlarda asosiy jins hosil qiluvchilar sifatida forsterit, shpinel, piroksenlar (diopsid, fassait), enstatitlar uchraydi. Kichikroq chuqurlikda montichellit, periklazlar paydo bo'ladi, ammo forsterit bilan kaltsit yo'qolishi mumkin. Ikkinchi darajali minerallar sifatida magnetit, apatit, sfen kuzatiladi.

Nihoyat, magnezial skarnlar shakllanishining oxirgi bosqichlarida amfibollar, flogopit, sulfidlar paydo bo'lishi mumkin. Magnezial skarnlar mineralogik tarkibiga qarab, ular bir necha turlarga ajratiladi: piroksenli, forsteritli, shpinel-piroksenli skarnlar.

Karbonat jinslar va granit intruziyalari bilan kontakt atrofidagi jinslar forsterit (30% gacha), shpineldan (10%) iborat.

Birlamchi jinslarga protolitga nisbatan magmatik bosqichdagi magnezial skarnlarda Al va Si miqdori oshib boradi Si to'planishi metasomatizmining kuchayishi bilan bir maromda kechadi. Mg qayta taqsimlanib, ko'pchilik hollarda forsteritli skarnlarda to'planadi.

Magnezial skarlarning zonal tuzilishi doimo ularning eng ahamiyatli xususiyatlari hisoblangan. V.A.Jarikov (1968-1970) tadqiqotlari asosida ularning metasomatik kolonnasi (tik yo'naltirilgan ustuni) quyidagicha ketma-ketlikka ega:

0 - dolomit;

1 - kalsifir: Fo + Shp + Ka + Dol;

2 - shpinel-forsteritli skarn: Fo + Shp + Ka;

3 - shpinel-piroksenli skarn Pir + Shp + Ka;

4 - piroksen-plagioklazli jins: Pir + Pl.

Yoki:

1 - dolomit;

2 - kalsifir: Fo + Shp + Ka + Per;

3 - forsteritli skarn: Fo + Shp + Ka;

4 - piroksenli skarn: Pir + Shp + Ka;

Granit, gneys.

Magmatik bosqichdagi skarnlar bunday zonal tarzda tuzilishi keyinchalik magmatik jarayondan so'ng sodir bo'lgan geologik hodisa va jarayonlar natijasida birmuncha o'zgarishi mumkin. Bu davrda keladigan eritmalar magnezial skarlarda, flogopit, amfibol, skapolit kabi minerallar hosil bo'ladi.

Ohakli skarnlar piroksenlar, granatlar va vollastonitdan tashkil topgan. Ular harxil ohaktoshlar, mergellar, ohak aralashgan boshqa cho'kindilar hisobiga hosil bo'ladilar. Goho bu turdagi skarnlar magnezial skarnlar o'rnida ham shakllanishi mumkin.

Ohakli skarnlar turli tarkibdagi intruziv jinslar kontaktida shakllanadilar. Ayniqsa bu jarayonda granodiorit tarkibidagi plutonlar katta ahamiyatga ega. Hosil bo'lgan skarnlar shakli xilma-xil bo'lishi mumkin: qatlamsimon, linzasimon, tomirlar. Qalinligi bir necha o'n metrdan yuz metrlargacha yetadi. Ba'zi hollarda skarlarning tegishli intruzivlar bilan aloqasi uncha yaxshi ko'rinmaydi.

Yuqorida ko'rsatilganidek, ohakli skarnlar tarkibi, asosan granat, klinopiroksen, vollastonit, skapolit, vezuvianlardan iborat. Ikkinchi darajali minerallarga magnetit, apatit, sfen, larnit, mervenit kiradi. Skarnlar atrofidagi jinslarda dala shpatlari, epidot, soizit hosil bo'ladi.

Ohakli skarnlar shakllanishida CaO to'planadi va ayni paytda SiO₂ kamayib boradi. Skarnlar ekzokontaktida, aksincha Si ko'payishi bilan CaO pasayib ketadi.

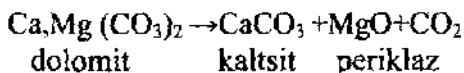
Skarnlarning hosil bo'lishida haroratning o'zgaruvchanligi, eritma tarkibining xilma-xilligi, protolit tarkibi zonal tuzilgan metasomatik kolonnani va minerallar paragenезislarini shakllantiradi. Umumiy tarzda ohakli skarnlarning metasomatik zonolari quyidagicha tuzilgan:

- 0 - ohaktosh;
- 1 - vollastonitli ekzoskarn;
- 2 - piroksenli ekzoskarn;
- 3 - granatli ekzoskarn;
- 4 - piroksen-granatli endoskarn;
- 5 - piroksen-plagioklazli jins.

Harorat pasaygan holda bular orasida vollastonitli skarnlar hosil bo'ladi, kontaktida epidot paydo bo'lishi mumkin.

Yuqorida keltirilgan magnezial va ohakli skarnlar bilan bir qator yirik volfram, qalayi, qo'rg'oshin konlari mavjud (G'arbiy O'zbekiston, Nurota tog'laridagi Langar, Ingichka, Qo'ytosh va boshqalar). Shu sababdan skarnlar shakllanishi fiziko-kimyo jihatdan ancha batafsil o'rganilgan.

O'tkazilgan tajribalar natijasiga qaraganda, magnezial skarnlar 650⁰-900⁰C da hosil bo'ladilar. Skarnlar shakllanishida kam ishqorli (pH=5,5-6,0), neytral, galoidlarga to'yingan eritmalar katta ahamiyatga ega. Agar bu eritmaning ishqorliligi oshib borsa diopsidli, gedenbergitli skarnlar shakllanadi, aksincha eritmaning kislota xususiyatlari avj olsa - kaltsit-forsteritli, magnetitli skarnlar shakllanadilar. Bu jarayonda bosimning ham ahamiyati bor. U pasayishi bilan dolomit (Ca,Mg(CO₃)₂) parchalanadi va marmarlar, magnezial skarnlar hosil bo'lishiga sabab bo'ladi. Masalan:



Agar CO₂ning bosimi pasaygan holda eritmadan karbonatni chiqib ketishi (dekarbonatizatsiya) kuzatiladi va montichellit hosil

bo'lishi mumkin. Bu jarayon 800°C atrofida sodir bo'ladi. $P=10\text{MPa}$.

Harorat pasaygan sari, magnezial skarnlar o'rniga ohakli turlari shakllanadi va CO_2 ning ahamiyati oshib boraveradi.

Kvars-dala shpatli metasomatitlar fatsiyasi. Ushbu fatsiyaga o'rta va yuqori haroratda hosil bo'lgan metasomatik jinslar kiradi. Ular deyarli neytral ($\text{pH}=5,8-6,5$) va xloridli eritmalar bilan birga bu jarayonda ishtirok etadi. Bu eritmalar xloridlardan tashqari, ishqorli metallar va kremniyga ham birmuncha to'yingan bo'ladi. Ushbu metasomatitlar qatoriga kvars-dala shpatli, kvars-albitli jinslar kiradi.

Kvars-dala shpatli metasomatitlar bir qator nodir metalli skarn konlarida (Langar, Nurota tizmasi) keng tarqalgan. Goho ularning tashqi ko'rinishiga qarab granitlar, alyaskitlar bilan adashtiriladi.

Bu turdagi metasomatitlar nordon magmatik jinslar (granodioritlar, granitlar) va turli rogoviklar hisobiga hosil bo'ladilar. Granitoid massivlar yuqori qismida bunday metasomatitlar keng tarqalib, porfirsimon, pegmatitsimon metasomatitlar hosil qiladilar (masalan, Chotqol tizmasidagi Arashon massivi, Sargardon shtoki va boshqalar). Xuddi shunday yirik metasomatitlar massivlarning kontakt qismida ham rivojlanadi.

Kvars-dala shpatli metasomatitlar tarkibi ancha sodda bo'lib, quyidagi minerallardan iborat: mikroklin, ortoklaz, albit, kvars, biotit (flogopit). Ikkinchi darajali minerallar sifatida muskovit, kaltsit, angidrit, turmalin, rutil, apatit, sirkon, pirit, molibdenit uchrashi mumkin. Ushbu minerallar miqdori nihoyatda o'zgaruvchan, ammo kvars va ishqorli dala shpatlar (albit, mikroklin) bular orasida doimo ustun bo'ladi.

Birlamchi, metasomatit hosil qiluvchi jinslarga nisbatan kvars-dala shpatli metasomatitlar tarkibida Si kuchayadi, ammo Mg, Ca, Fe doimo kamayib boradi. Goho metasomatitlar tarkibidan Al, K, Na chiqq boshlaydi. Kvars kalinatriyli dala shpat metasomatitlarning shakllanishi (ya'ni metasomatoz jarayonlarining boshlanishi) plagioklaz tarkibidan anortit molekulasining chiqib ketishidan boshlanadi. Birlamchi jins tarkibidagi plagioklaz kalishpat, biotit

va muskovit tomonidan ishg'ol qilina boshlaydi. Bu holda birlamchi slyuda (qoramtir biotit) qayta kristallanadi. Birlamchi jins o'rniga quyidagi paragenezisga ega bo'lgan metasomatitlar hosil bo'lishi mumkin: kvars+kalishpat; biotit+kalishpat+kvars; biotit+kalishpat+kvars+angidrit.

Natriyli dala shpatlari bilan bog'liq metasomatitlarda ham jarayon plagioklaz parchalanishi va albit bilan o'rin almashuvi kuzatiladi. Birlamchi jinsdagi amfibol va biotit o'rini xlorit, muskovit egallaydi. Agar eritma tarkibida bor (B) bo'lsa, bu holda turmalin hosil bo'ladi.

Granit massivlarining chetidagi biotitli rogoviklar ham gidrotermal eritmalar ta'siri natijasida biotit-kvars-plagioklazli metasomatitlarga aylanadi.

Ushbu jinslar metasomatik kolonnasining tuzilishi ancha yaxshi o'rganilgan (Jarikov, 1962) va quyidagi tuzilishga ega:

0. Granodiorit ($An_{36}+Kv+Ort+Bi+Rog+Mt$)

1. $Kv+Ab+Ort+Mus+XI+Mt$

2. $Kv+Ab+Ort+Mus+XI (Bi)$

3. $Kv+Ab+Ort+Mus$

4. $Kv+Ab+Ort$.

Kvars-plagioklazli metasomatitlar sharoitida doimo kvars va plagioklaz ustun bo'ladi. Ular yuqorida ko'rsatilgan magnezial va ohakli skarnlar hisobiga rivojlanadi va tabiiyki, skarn konlarida keng tarqalgan. Bu jinslar tarkibidagi asosiy minerallar quyidagilardan iborat: plagioklaz, kvars, piroksen, granat, amfibol, vezuvian. Plagioklaz tarkibi bitovnitdan (An_{80}) to oligoklazgacha bo'lishi mumkin, ammo andezin (An_{30-35}) ko'p tarqalgan. Piroksenlar gedenbergit va ferrosalitdan iborat, granatlar esa, andradit-grossulyar qatoriga taalluqli.

Ushbu metasomatik jinslar shakllanishining tabiiy xususiyatlari o'ziga xos jihatlari bilan ajralib turadi. Ikk bor o'tkazilgan tadqiqotlarda bu metasomatitlar yuqori haroratli bosqichda shakllangani ta'kidlab o'tilgan. Keyinchalik ular $300-850^{\circ}C$ da hosil bo'lganligi aniqlanadi. Eritmalar tarkibida xloridlar (40-50 mol. %) ahamiyati juda katta. Bulardan tashqari, eritma tarkibida

CO_2 , S (oltingugurt), H_2S ham uchraydi. Ushbu eritmalar izotop tarkibi shuni ko'rsatadiki, bu eritmalar tarkibida yer yuzasidagi suvlar ham ishtirok qilgan. Ushbu jarayonni tajribalar yordamida o'rganish shuni ko'rsatadiki, kvarts-dala shpatli metasomatitlar neytral eritmalar vositasida sodir bo'ladilar. Kvarts-albitli metasomatitlar $300-600^\circ$ da shakllanadi.

Bu metasomatitlar bilan O'zbekistondagi bir qator volfram konlari (Langar, Ingichka, Ko'ytosh)) bog'liq.

Propilitatsiya nisbatan past harorat sharoitida shakllanadi ($t=150-300^\circ\text{C}$). Ishtirok etadigan eritmalar ham neytral xususiyatlarga ega ($\text{pH}=5-8$), xlorid va CO_2 ga boy, ishqorlar (K, Na) va bir qator sulfid - ionlardan iborat.

Bu fatsiya tarkibiga propilitlar, gidroslyuditlar, eysitlar va turmalinitlar kiradi.

Propilitlar - gidrotermal konlar atrofida keng tarqalgan metasomatik jinslar sirasiga kiradi. Aslida propilit atamasi o'zgargan uchlamchi davr andezitlari uchun kiritilgan (propiles - yunoncha «oldindagi» ma'noni bildiradi). F.Rixtgofen va G.F.Bekker bu turdagi jinslar metasomatik tarzda hosil bo'lganligini isbotlab berishgan.

Propilitlar, asosan, o'rta va nordon magmatik jinslar hisobiga hosil bo'ladilar. Juda kam hollarda bu jarayon ba'zi o'tasosli va karbonatli jinslar hisobiga rivojlanadi. Propilitlar vulqonik jarayonlar bilan birga, vulqonik o'lkalarda, rift tuzilmalarida, qit'a faol chekkalarida rivojlanadilar va 0,3-3 km chuqurlikgacha yetib boradi. Propilitlar albit, epidot, xlorit, aktinolit, kaltsit, piritdan iborat. Ikkinchi darajali minerallar sifatida adulyar, karbonat, serpentin, magnezit uchraydi. Bulardan tashqari, propilitlar tarkibida biroz seolitlar ham kuzatilgan.

Birlamchi jinslar tarkibiga nisbatan, propilitlarda Fe^{+2} , Ca Mg, Na miqdori kamayib boradi va Si, K miqdori o'sadi.

Propilitlanish jarayonlari vulqonik jinslardagi vulqonik shisha-ning o'zgarishidan va ular tarkibidagi olivinining parchalanishidan boshlanadi. Keyinchalik plagioklaz va ortoklaz o'zgaradi. Ammo ortoklaz qoldiq mineral sifatida ko'pchilik hollarda saqlanib qoladi. Rangli minerallar hisobiga xlorit, aktinolit, epidot, kaltsit

rivojlanadi. Vulqonik jinslardagi g'ovaklarda kvars, kaltsit, epidot, prenit, albit uchraydi.

Xullas, propilitlanish jarayoni quyidagi ketma-ketlikda sodir bo'ladi: xlorit, epidot, aktinolit→lomontit, albit, kaltsit→epidot, kvars, pirit.

Metasomatik zonallik propilitlarda uncha yaqqol ko'zga tashlanmaydi, chunki metamorfik jarayonlarning tezligi ancha past. Bu hol haroratning pastligi bilan tushuntiriladi. Propilitlarning metasomatik kolonnasi quyidagicha:

0. O'zgargan granodiorit.

1. Kv+Ort+Ep+Xl+Pir+Ka

2. Kv+Ort+Ep+Xl+Pir

3. Kv+Ep+Xl

4. Kv+Ep

5. Kv.

Propilitlar bilan oltin va kumush konlari bevosita aloqador va ular o'zgargan jinslarning markaziy qismini egallaydi.

Gidroslyuditlar, asosan, qadimgi granitlar hisobiga paydo bo'ladilar. Bu metasomatik jinslarning tarqalishi, asosan, yer yoriqlari tomonidan belgilanadi.

Metasomatitlar gidroslyudalar, silikatlar va ankeritdan iborat. Goho bular qatoriga xlorit ham qo'shiladi. Gidroslyudalar ko'pchilik hollarda muskovitga yaqin, tarkibida suv ko'p, ammo kaliyning miqdori birmuncha pasaygan bo'lsa (slyuda, montmorillonit) va 300°C gacha turg'un bo'lishi mumkin. Gidroslyuditlar past haroratli metasomatitlar: argillizitlar va berezitlardan, deyarli farq qilmaydilar.

Yuqorida keltirilgan metasomatitlar neytral eritmalarning ta'siri ostida rivojlanadilar (harorat 150-400° teng). Bu eritmalar K, Na, Cl, SO₄ga boy, CO₂ ham ko'p, pH 3-7 ga teng.

Yer yuzasiga yaqin sharoitda bu eritmalarning mineralogik tarkibiga, metasomatik reaksiyalar tezligiga, hosil bo'lgan jinslar shakliga o'z ta'sirini ko'rsatadi.

Turmalinitlar tarkibiga turmalin va kvarsdan iborat bo'lgan metasomatik jinslar kiradi va ular granitlar, nordon, o'tasos

magmatik jinslar hisobiga hosil bo'lishi mumkin. Geologik jihatdan turmalinitlar, daykalar, yer yoriqlari atrofida rivojlanadi va shu sababdan linzasimon, cho'zilgan chiziqsimon shakllarga ega.

Yuqorida ko'rsatilganidek, turmalin bu jinslarning asosiy minerali hisoblanadi va uning miqdori 10-95% yetadi. Turmalin bir necha marta hosil bo'ladi. Undan tashqari, bular tarkibida kvars, kassiterit, seritsit, xlorit kuzatiladi.

Turmalinitlar qalayi konlarida keng tarqalgan va ular misolida metasomatoz bosqichlari yaxshi o'rganilgan. Bunday sharoitda metasomatoz jarayonlar plagioklazning seritsitlanishidan boshlanadi. Plagioklaz hisobiga seritsitning paydo bo'lishi, aksessor minerallar orasida turmalinningbir necha marta shakllanishi bilan birga sodir bo'ladi. Jarayon rivojlanishi bilan turmalin I - kvars paragenezisi shakllanadi va bu paragenezis jinsdagi dala shpatlari va biotit o'rnini egallay boshlaydi. Keyinchalik turmalin II hosil bo'ladi va u jinsdagi mayda yoriqlarni egallaydi, boshqa minerallar atrofini yemiradi va undan so'ng kassiteritning ksenomorf kristallari hosil bo'ladi. Shunday qilib, turmalinitlar hosil bo'lishidagi minerallar ketma-ketligi quyidagicha:



Turmalinitlar o'rta harorat (250-500°C), neytral (pH=3,5-6,5) eritmalar vositasida hosil bo'ladilar. Tabiiyki, bunday eritmalar tarkibida bor (BO^{-3}) miqdori yuqori bo'ladi.

Bu turdagi metasomatik jarayonlar bir qator yangi jinslar paydo bo'lishiga sabab bo'ladi. Bular qatoriga greyzenlar, svitterlar, listvenitlar, ikkilamchi kvarsitlar, argillizitlar kiradi. Ushbu turdagi metasomatik jarayonlarning asl mohiyati jinsdan Fe, Mg, Ca, Na, K kabi asoslarning chiqib ketishi va kremnezem (SiO_2), glinozem (Al_2O_3) minerallari bilan boyishidan iborat. Ushbu metasomatitlar bilan Au, Ag, Be, Sn, W, Mo konlari bog'liq. Harorat va boshqa fizik-kimyoviy sharoitlariga qarab ushbu metasomatitlar quyidagi uch fatsiyaga ajratiladi: a) fillizit (greyzenlar, svitterlar, slyuditlar, argillizitlar, listvenitlar); b) ikkilamchi kvarsitlar va v) berezitlar.

Greyzenlar kvars, slyudalar va topazdan tashkil topgan metasomatik jinslar. Ular har xil granitlar, nordon vulqonik jinslarning (riolitlarning) metasomatik o'zgarishi natijasida hosil bo'ladilar.

Geologik kuzatishlar shuni ko'rsatadiki, greyzenlar nordon riolit subvulqonlar, ekstruziya gumbazlarning, granit shtok va plutonlarining eng yuqori qismida va qisman, atrof jinslar hisobiga rivojlanadi. Intruziv jismlar kontakti bo'ylab ham greyzenlar bir necha yuz metr masofada shakllanadilar.

Greyzenlar birinchi navbatda xilma-xil slyudalar, kvars, albit va topazdan tashkil topgan. Ikkinchi darajali minerallar sifatida yangi hosil bo'lgan kalishpat, flyurit, berill, kassiterit, vollastonit uchraydi. Goho bular qatoriga andaluzit, sillimanit, granat ham qo'shiladi.

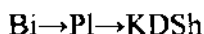
Greyzenlar orasida slyuda-kvarsli va kvars-slyudali turlar boshqalariga nisbatan keng tarqalgan. Ularda slyudalar miqdori 15-60% ni tashkil qiladi.

Greyzenlar tarkibidagi slyudalar, asosan muskovit, fengitdan va lepidolitdan iborat va ularning tarkibida ftor miqdori 2-3% (fengitlar) dan to 8% (lepidolit) gacha yetadi. Kvars va slyudalar eritmadan bir necha marta ajralib chiqadi va o'z tarkibida gazli, suyuqlikga boy qo'shimchalarga ega bo'ladi.

Greyzen hosil bo'lish jarayonida jins tarkibiga suv (OH^-), Si, F, Li, Bkirib keladi. Masalan, birlamchi granitlarda suv miqdori 0,6-0,7% bo'lsa, greyzenlarda uning miqdori 2,5-3% gacha yetishi mumkin. Ftor, asosan, topaz va slyudalarda to'planadi va miqdori 0,1-0,2 dan (birlamchi granitlarda) to 4,8-5,0% (greyzenlarda) gacha yetishi mumkin. Ba'zi bir kvarsli greyzenlarda SiO_2 miqdori 90-85% tashkil qiladi va uni hisobiga kvars hosil bo'ladi. Fe, Mg, Ca greyzenlanish jarayonida chiqib ketadi.

Greyzenlanish jarayonining ketma-ketligi ancha murakkab tarzda kechadi. Birlamchi granatlarning o'zgarishi, ya'ni uni tarkibidagi minerallarning yangi minerallar bilan o'rin almashuvi biotitdan boshlanadi. Dastlabki bosqichda biotit o'zgarib muskovit + magnetit + flyurit aralashmasiga aylanadi. Plagioklaz tarkibidan anortit molekulasiga chiqib boshlaydi va oxir-oqibatda muskovit bilan

o'rin almashadi. Kalishpat tarkibidagi pertit o'simtalar ham muskovitga aylanadi. Bu bosqichda birlamchi jins tuzilishi saqlanib qolishi mumkin. Shunday qilib magmatik minerallar quyidagi tartibda o'zgaradilar:



Metasomatik jarayonning rivojlanishi natijasida, ikkinchi bosqichda muskovit, kvars va topaz bilan o'rin almashadi. Topaz o'z bosqichida harxil katta-kichiklikdagi kristallar hosil bo'lishi mumkin (porfir va porfiroblast ajralmalar, agregatlar, mayda kristallar va hokazo).

Greyzenlarning metasomatik kolonnasi G.A.Lisitsina (1971 y.) tomonidan Qurama tog'larida (O'zbekiston) yaxshi o'rganilgan.

0. Granit: Kv+Kpsh+Ol+Bi+Mt.

1. Kv+Mus+Kpsh+Ab+Mt.

2. Kv+Mus+Kpsh+Ab

3. Kv+Mus+Kpsh

4a. Kv+Mus

4b. Kv+Top

5. Kv.

Svitterlar temir-magniyli, litiyli slyudalar va topazdan tashkil topgan metasomatitlar. Ko'p xususiyatlari bo'yicha greyzenlarga yaqin turadi. Granit intruziyalarning yuqori qismida har xil katta-kichiklikdagi litiy va ftorga boy linzasimon ajralmalar, tomirlar hosil qiladi. Svitterlarning tarkibini sinnvaldit-protolitionit qatoriga mansub slyudalar, kvars, topaz va flyuorit belgilaydi. Ikkinchi darajali minerallar: kassiterit, volframit, kolumbit.

Svitterlardagi slyudalar birlamchi granitlar tarkibiga bog'liq bo'lgan va ularga nisbatan doimo tarkibida ftor va litiyning ko'pligi bilan ajralib turadilar. Svitterlardagi topaz ham ftorga nisbatan to'yingan bo'ladi. Masalan, ularda ftor miqdori 15-17% tashkil qiladi.

Slyuditlar, asosan, slyudalar va flyuoritdan tashkil topgan metasomatik jins. Ular ohaktoshlar, skarnlar, gabbrolar va ba'zi

hollarda serpentinitlar hisobiga rivojlanadi. Ular ham tuzilish, geologik sharoitlari, hosil bo'lishi bo'yicha greyzenlarga yaqin turadi. I.N.Govorov va M.G.Rubning fikricha slyuditlar - greyzenlarning bir turi hisoblanadi. Slyuditlar tarkibi birlamchi jinslar tarkibiga bog'liq. Masalan, agar ular ohaktoshlar hisobiga shakllansa - tarkibida flyurit, muskovit, sinnvaldit, protolitionit, xrizoberill, fenakit hosil bo'ladi. Agar slyuditlar gabbro va serpentinitlar hisobiga paydo bo'lsa, ular tarkibida flogopit, biotit, margarit, talk, magnetit shakllanadi, flyurit miqdori kamayadi, zumrad paydo bo'lishi mumkin (3.2-jadval).

Kimyoviy tarkib jihatdan, slyuditlar birlamchi jinsga nisbatan SiO_2 (10-15% ga), Al, F, B, K bilan to'yingan.

Slyuditlarning mineralogik tarkibi (Bogatikov, 2001)

3.2-jadval

Mineral	Protolit				
	Ohaktoshlar	Ohakli skarnlar	Magnezial skarnlar	Gabbroidlar	Serpentinitlar
Asosiy	Flyurit Muskovit Sinnvaldit Protolitionit Evsenit Margarit	Muskovit Flyurit	Flogopit Biotit Lepidomelan Flyurit Sellait	Flogopit Flyurit Margarit	Flogopit Biotit Margarit Talk Magnetit
Ikkinchi darajali va aksessor	Topaz Albit Kvars Kriolit Fenakit Xrizoberill Evklaz Sheyelit Kassiterit Turmalin Apatit	Efesit Margarit Sellait Fenakit Berill Bavenit Bertrandit Gelvin Evklaz Sheyelit Kassiterit Turmalin Apatit	Fenakit Berill Bavenit Bertrandit Gelvin Evklaz Sheyelit Kassiterit Turmalin Apatit	Muskovit Granat Fenakit Berill Sheyelit Volfrafit Turmalin Apatit	Muskovit Flyurit Kvars Fenakit Izumrud Xrizoberill Turmalin Apatit

Yuqoridagi metasomatik fatsiya va jinslarning hosil bo'lish chuqurligi 1,5-4 km atrofida ($P=50-150$ MPa). Bu jarayonda ishtirok etuvchi eritmalar nordon xususiyatga ega, doimo floga boy tarzda uchraydi va Sn, W, Mo, Au, Ag bilan to'yingan. Greyzen, svitter va slyuditlar tarkibidagi gaz-suyuqlik qo'shimchalar tarkibi bu xulosalarni isbotlaydi (Rundkovskiy, 1970). Ammo eritma tarkibida CO_2 deyarli uchramaydi, chunki kaltsiyning asosiy qismi flyuritni shakllanishiga sarflanadi. Eritmalar kation qismida K, Li, Na tarqalgan va ularning konsentratsiyasi ancha yuqori (4-14%).

Metasomatik jarayonlar harorati $280-300^{\circ}$ dan to $770^{\circ}C$ gacha bo'lishi mumkin.

Berezitlar o'rta va past haroratda shakllangan, seritsit (muskovit), karbonat, piritdan iborat bo'lgan metasomatik jinslar. Bu jinslar ham, yuqoridagi metasomatitlar kabi xilma-xil nordon magmatik va metamorfik jinslar, terrigen yotqiziqlar hisobiga hosil bo'ladilar. Berezit va seritsitolitlarning mineralogik tarkibi quyidagilardan iborat: kvars, seritsit (muskovit), karbonat, xlorit, apatit, rutil.

Berezitlardagi kvars mayda, agregatsimon holatda uchraydi. Uning tarkibida suyuqlik va gazdan tashkil topgan qo'shimchalar juda ko'p. Kvars to'lqinsimon tarzda so'nadi. Slyudalar muskovit, seritsit va paragonitdan iborat karbonatlar orasida dolomit, kaltsit va ankerit kuzatiladi.

Birlamchi jinslarga nisbatan berezitlar K, S, HCO_3 ga boy. Mg, Ca, Na metasomatik kolonna bo'ylab qayta taqsimlanadi va pirovardida jinsdan chiqa boshlaydi. Berezitlanish jarayonlari natijasida Au, Ag, Cu va boshqa elementlar to'planishi aniqlangan.

Berezitlanish jarayonlari birlamchi jins tarkibidagi rangli minerallarni xloritga aylanishidan boshlanadi. Keyinchalik plagioklaz tarkibidan anortit chiqa boshlaydi, uning markaziy qismida seritsit paydo bo'ladi. Huddi shu davrda K-Na dala shpatlari kvars va seritsit bilan almasha boshlaydi. Keyinchalik xloritlar muskovitlar bilan o'rin almashadi, rangsiz slyudalar soni ko'payib boradi va kvars miqdori va ahamiyati oshadi.

Listvenitlar karbonatlar (ohaktoshlar), gabbrolar, ba'zi o'ta asosli jinslar hisobiga paydo bo'lgan metasomatitlar. Listvenitlar Ca, Mg, Fe ga boy metasomatitlar qatoriga kiradi. Ular tarkibidagi

slyudalar orasida xromli slyuda - fuksit keng tarqalgan. Listvenitlar tarkibida karbonatlar, kvars, slyudalar (seritsit, muskovit, fuksit) va pirit asosiy ahamiyatga ega. Bulardan tashqari xlorit, talk, magnetit va xromit uchraydi.

Listvenitlar kimyoviy tarkibi birlamchi jinslarga nisbatan K, HCO_3 , S bilan to'yingan.

Listvenitlar va berezitlar $200-250^\circ\text{C}$ haroratda shakllana boshlaydi. Bosim 5-150 Mna ga teng. O'tkazilgan tajribalar natijasiga qaraganda, berezitlar va listvenitlarni hosil qiluvchi gidrotermal eritmalarining vodorod ko'rsatkichi(pH) 4,5-5 ga teng (nordon eritma); ular xloridlar($\text{Cl}>\text{F}$), oltingugurt, CO_2 ga bilan to'yingan bo'ladi (G.P.Zarayskiy, 1989). Harorat 400°C gacha oshgan sari eritmalarining kislota xususiyatlari kuchayadi va berezitlar o'miga seritsitlitlar hosil bo'ladi.

Ikkilamchi kvarsitlar fatsiyasi. Ushbu fatsiya hosilalari xloridli eritmalar vositasida nisbatan yuqori haroratda shakllandilar. Eritmalar tarkibida CO_2 va xloridlar keng tarqalgan, pH 1-4 atrofida. Bunday vaziyatda faqat kvars va yuqori glinozemli (Al_2O_3 ga boy) minerallar: andaluzit, diaspor, alunit va korund turg'un bo'ladi.

Ikkilamchi kvarsit atamasi vulqonik jarayonlardan so'ng sodir bo'lgan gidrotermal harakatlar natijasida ro'yobga chiqqan metasomatik jinslar uchun taaluqlidir (Nakovnik, 1956). Keyinchalik bu atamaning doirasi kengayib ancha noaniq bo'lib qoldi. Aslida «ikkilamchi kvarsitlar» deb tarkibida kvars miqdori 50% dan ortiq bo'lgan metasomatik jinslarni atash to'g'ri bo'ladi. Agar kvars miqdori bundan kam bo'lsa, unda kvars-korundli, kvars-alunitli, kvars-andaluzitli jinslar haqida fikr yuritish maqsadga muvofiq.

Ikkilamchi kvarsitlar nordon va o'rtaasos magmatik jinslar hisobiga rivojlanadi. Ayniqsa shu tarkibdagi har xil piroklastik jinslar (tuflar, brekchiyalar, ksenotufklar) bu jarayonga moyil.

Yer yuzasida ikkilamchi kvarsitlar qadimgi vulqonik o'lkalarda keng tarqalgan. Bu yerda ular vulqon markazlari, ekstruziyalar, piroklast qoplamalar o'rnini egallashi mumkin va ular o'rnida yirik massivlar barpo qiladilar.

Ikkilamchi kvarsitlar kvars, seritsit (muskovit), alunit, andaluzit, korund, diaspor, pirofillit kabi minerallardan tashkil topgan.

Ikkinchi darajali minerallar sifatida pirit, gematit, flyuorit, turmalin, d'yumorterit, lazurit va barit uchrashi mumkin. Bu minerallar ikkilamchi kvarsitlarga hos bo'lgan bir qator paragenezislarni hosil qiladilar: kvars+alunit+diaspor; kvars-andaluzit; kvars+seritsit va hokazo.

Ikkilamchi kvarsitlarning kimyoviy tarkibida SiO_2 miqdori doimo ustun bo'ladi va 80-82% tashkil qiladi, Al_2O_3 (14-18%) hisobiga andaluzit, diaspor, alunit kabilar shakllanadi, goho bularning tarkibida bor ham bo'lishi mumkin.

Ikkilamchi kvarsitlar tarkibi va yangi hosil bo'lgan minerallarning o'zaro munosabatlari nihoyatda murakkab va ko'pchilik hollarda noaniq. Shunga qaramasdan, ular tarkibida uch paragenezisni ajratish mumkin. Bu paragenezislar metasomatoz jarayonlarida biri ikkinchisining o'rni egallaydi.

Eng avval kvars+rutil+pirit (gematit)+seritsit I paragenezisi hosil bo'ladi. Undan so'ng kvars+pirofillit+alunit paragenezisi keladi, va, nihoyat, jarayon oxirida kvars II+d'yumorterit+seritsit II paydo bo'ladi. Bu paragenezislar hosil bo'lgandan so'ng flyuorit, alunit, kvars III va yana pirit shakllanadi.

Ikkilamchi kvarsitlarning metasomatik zonalari juda murakkab bo'lib, ko'pincha noaniq ko'rinishga ega, ammo yaxshi, batafsil o'rganilgan metasomatik kolonnalar ham ma'lum (Ivanov, 1974):

0. Dioritlar, riolitlar.

1. Ort+Ab+Kv+Ser+Xl

2. Ort+Ab+Kv+Ser

3. Ort+Ser+Kv

4. Ser+Kv

5. Kv+Pf

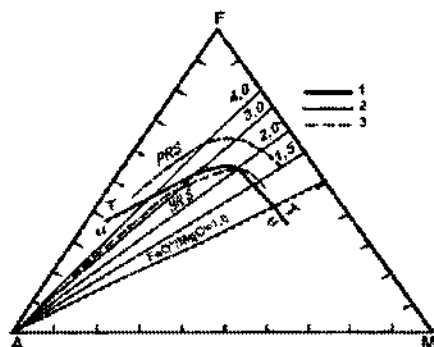
6. Kv+Al

7. Kv.

Keltirilgan ketma-ketlik bir qator tajribalar natijasi bilan isbotlangan.

Ikkilamchi metasomatitlar kislota xususiyatlariga ega bo'lgan eritmalarning harakati natijasida birlamchi jinslar bir qator ma'danlar chiqishi (Ca, Mg, Fe) va kelib qo'shilishi natijasida hosil bo'ladi. Bu eritmalar nordon va o'rtaasos jinslarga $300^0\text{-}500^0\text{C}$

atrofida ta'sir ko'rsatganda metasomatik jarayonlar sodir bo'ladi. Eritma birmuncha nordon ($rN=1-4$), uni tarkibida xloridlar, floridlar bor va CO_2 bo'lishi mumkin.



4.1-rasm. Asosiy petroximik seriyalarning AFM diagrammasidagi tutgan o'ri.

1 - toleit (T) va ishqor-ohak (u) seriyalarining chegaralari (G.Irvin va V.Baragar bo'yicha), 2 - FeO/MgO nisbatining doimiy qiymati, 3 - X.Kuno bo'yicha Yaponiyadagi pijonit (PRS) va gipersten (HPS) seriyalar o'rtacha tarkibi

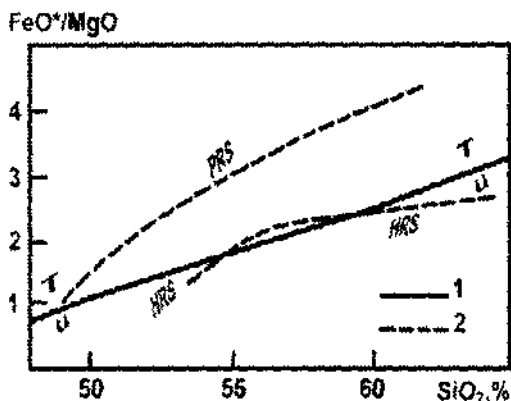
O.A.Bogatikov, Ye.D.Andreyeva, S.V.Yefremovalar (1980) seriyalar ajratishda boshqacha yo'l taklif qilishadi. Ularning fikricha, magmatikseriyalarni ta'riflash jarayonida quyidagi vazifalar bajarilishi kerak.

Barcha tahlil qilinayotgan jinslar SiO_2 -($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) diagrammasida SiO_2 miqdori bo'yicha to'rtta guruhga ajraladi: o'ta asos, asos, o'rta va nordon. Undan so'ng ishqorlar miqdori asosida: ishqorli, o'rta ishqorli, normal guruhlariga bo'linadi. Keyinchalik paydo bo'lgan har bir guruh FeO/MgO - SiO_2 miqdoriga qarab toleitli (T), ishqor-ohakli (H+T) seriyalarga bo'linadi. Ishqorli va o'rta ishqorli seriyalar normativ tarkibda ferrosalitning paydo bo'lishiga qarab ajratiladi. Va nihoyat, har bir ajratilgan guruh $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ bo'yicha ishqorli, o'rta ishqorli, sodda (normal) seriyalarga bo'linadi.

Petrografik jihatdan to'g'ri ajratilgan seriyalar, birlamchi magmaning kristallizatsion differentsiatsiya natijasida rivojlanishini tadqiq qilish imkoniyatini yaratadi. Yuqorida aytilgan mezonlarga asoslangan magmatik seriyalar tasnifi 4.3-rasmda keltirilgan. Bu tasnif asosida ishqoriy elementlar va kremniy

oksidining miqdori va o'zaro nisbati yotadi. Rasmda ko'rsatilganidek, shu asosda quyidagi seriyalar ajratiladi: oddiy ishqorli (gipersten va kvars bor jinslar), o'rta ishqorli (feldshpatoid minerallarsiz jinslar) va ishqorli (feldshpatoidli jinslar). Bu magmatik seriyalar bir-biridan o'zlarining kimyoviy va mineralogik xususiyatlari bilan farq qiladilar. Masalan, toleit seriyasiga mansub jinslar rivojlanish jarayonida temir oksidlarining ko'payishi bilan ajralib turadi (4.1, 4.2-rasm).

Petrologiyada birlamchi, «ona» magmaning tabiati va uning rivojlanishi, seriyalarning paydo bo'lishini aniqlash og'ir va murakkab masalalardan hisoblanadi.



4.2-rasm. Toleit (T) va ohak-ishqorli (u) seriyalarni o'rta asosli jinslar uchun ajratish sxemasi (A.Miyasiro bo'yicha).

1 - $FeO/MgO = 0,152 \cdot SiO_2$ tenglama chizig'i. Toleitli seriyalar chizig'ni yuqorisida; 2 - gipersten va pijonit seriyalar (pastda, X.Kuno bo'yicha).

Har bir magmatik seriya kelib chiqishi yaqin bo'lgan, soddaroq qilib aytganda birlamchi, yagona, ona magmadan hosil bo'lgan jinslarni o'z ichiga oladi. Bu sohadagi olib borilgan tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, bunday birlamchi magmalar ko'pincha o'tasos tarkibga ega va bunday magmalar mantiyaning qisman erishi bilan chambarchas bog'liq. Ammo o'ta asosli magmalar yerning yuzasiga chiqavermaydi (komatiitlarni hisobga olmaganda).

ularning tektonik o'ri, yoshi va tarkibi (petrografik formatsiyalar) va nihoyat uchinchi yo'nalish - ularning kelib chiqishini asosiy tamoyil qilib olish (genetik yo'nalish). Ushbu tasavvurlarga binoan - formatsiya yagona makon, zamon va tarkib birligiga ega bo'lishi kerak. Oddiyroq qilib aytsak, formatsiya - bu bir xil tektonik sharoitda hosil bo'lgan, bir davrda shakllangan va yagona manba bilan bog'liq bo'lgan jinslar majmuasidir (masalan, karbon davridagi gabbro-diorit-granitlar formatsiyasi).

Ko'pchilik tadqiqotchilar tabiatdagi mavjud formatsiyalarning kelib chiqishiga qarab uch guruhga ajratadilar: a) magmatik; b) metamorfik; v) cho'kindi formatsiyalar. A.A. Marakushevning fikricha, bular qatoriga kosmik fazodagi jinslar ham alohida guruh sifatida kirishi mumkin (xondritlar).

Magmatik formatsiyalar yer kurrasida tarqalgan xilma-xil magmatik jinslardan tashkil topgan. Ularning rang-barangligi, o'zgaruvchanligi, hajmi, yerning ichki qismida paydo bo'lgan birlamchi va oraliq magmatik o'choqlar bilan bog'liqdir. Magma o'choqlarining shakllanishida magmaning tarkibi, bosim va haroratning kuchi, muhitning tarkibi va differentsiatsiya, likvatsiya kabi petrogenetik jarayonlarning ahamiyati katta.

F.Y. Levinson-Lessing, G.D. Afanasyev, Y.K. Ustiyev, V.I. Popovlarning fikricha, magmatik formatsiya - bu yagona magmadan hosil bo'lgan, bir xil yoshga ega bo'lgan magmatik tog' jinslar majmuasi. Tog' jinslarining yagona manbadan kelib chiqishini isbotlash uzoq vaqt juda katta muammo bo'lgan, ammo ularning geokimyoviy xususiyatlarini o'rganish, ulardagi izotoplarni (masalan, $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ nisbati) tahlil qilish, minerallar paragenезislarini qiyoslash - bu masalani ijobiy yechishda katta yordam berdi.

Cho'kindi formatsiyalar Yer yuzasida ekzogen jarayonlar natijasida shakllanadi. Shu xususiyat bilan ular magmatik va metamorfik formatsiyalardan farq qiladi. Cho'kindi moddalar va ularning to'planish qonuniyatlari landshaftni aks ettirish qobiliyatiga ega. Cho'kindi jinslar majmuasi (formatsiyalar) u yoki bu hududdagi geodinamik jarayonni, uning katta-kichikligini, bo'lib o'tgan hodisa va voqealarni ko'rsata oladi. Masalan, iqlim

o'zgarishi, transgressiya va regressiyalar ketma-ketligi, atmosfera va gidrosferaning tarkibi va ularning davriyligi va nihoyat, bo'lib o'tgan boshqa jarayonlarni o'zida aks ettiradi. Shunday ekan, cho'kindi formatsiyalar global geodinamik sharoitlarni bildiruvchi omil hisoblanadi.

Metamorfik formatsiyalar. Endogen jarayonlar natijasida paydo bo'lgan metamorfik formatsiyalar alohida o'rin egallaydi va yer qobig'ining tarkibida ular hajm jihatdan eng katta o'rin egallaydi. Shuning uchun metamorfik formatsiyalar yer qobig'ini hosil qiluvchi asosiy omillardan biri hisoblanadi. Ammo metamorfik jarayonlarni bevosita ko'z bilan ko'rib, qo'l bilan ushlab bo'lmaydi va bu xususiyat bilan ular cho'kindi va magmatik jinslar hosil qilish jarayonidan butunlay farq qiladi. Metamorfizm haqidagi bizning tasavvur va bilimlarimiz ularning asl tarkibini hosil qilgan qit'alarining faol va sust chekkalar geologik tuzilishini qayta tiklashdan boshlanadi. Ma'lum ma'noda metamorfizمنى o'rganish uchun, u bilan bog'liq bo'lgan o'zgarishlarni alohida tadqiq qilish zarur.

Metamorfik formatsiyalar yuqorida ko'rsatilgan o'zgarishlar murakkabligi jihatidan polimetamorfik xususiyatlarga ega, ya'ni geodinamik vaziyat, bosim va harorat o'zgargan sari magmatik va cho'kindi jinslar bir necha marta bu jarayonlarga duchor bo'ladi. Bunday polimetamorfik formatsiyalarni o'rganish jarayonida har bir turdagi metamorfizمنى ajratish va alohida tadqiq qilish zarur. Metamorfizمنى ko'p bosqichligi magmatik va cho'kindi jinslar paydo bo'lganidan so'ng sodir bo'lgan barcha o'zgarishlarni o'z ichiga oladi. Shu nuqtai nazardan, metamorfizm va metamorfik formatsiyalar o'tmishdagi sodir bo'lgan xilma-xil geodinamik vaziyatlarni tiklashdagi omillardan bo'la oladi.

Litodinamik komplekslar. Hozirgi vaqtda yerning yirik tuzilmalar tarixini qayta tiklashda, geodinamik vaziyatlarni o'rganishda yuqorida ko'rsatilgan magmatik cho'kindi va metamorfik formatsiyalarni yagona nuqtai nazardan tahlil qilish juda unumli natijalar beryapti. Yagona turdagi vaziyatda hosil bo'lgan magmatik cho'kindi, metamorfik formatsiyalar yig'indisi - litodinamik (yoki litogeodinamik) komplekslar qatoriga kiradi.

Masalan, o'tmishdagi okeanlarni tiklashda unda hosil bo'lgan va rivojlangan formatsiyalar shular jumlasidandir. Bunday litodinamik komplekslar asosida platforma, rift tizimlari, burmalangan o'lkalar, qit'alarining faol va sust chekkalarini tiklash va rayonlashtirish mumkin.

4.3. Magmatik formatsiyalar

«Magmatik formatsiya» tushunchasining ta'rif ko'p va ularning barchasini ushbu darslikda keltirishga imkoniyatimiz yo'q. Asosiy tamoyil shundan iboratki, magmatik formatsiya tarkibiga kiritilgan jinslar yoshi, tarkibi va tektonik o'rni bilan bir-biridan farq qilmasligi lozim. Mazkur kitobda biz *magmatik formatsiya deb, yoshi, tarkibi va tektonik xususiyatlari deyarli bir xil bo'lgan magmatik jinslarning tabiiy uyushmasini atadik* (Dolimov, 1981). Formatsiya tarkibiga kirgan jinslar o'zaro genetik (irsiy) birligini isbotlaydigan dalillar adabiyotlarda ko'plab keltirilgan. Bunday formatsiyalarning turlari ko'p (Na- bazaltlar, gabbro-diorit-granodiorit, bazalt-granit va hokazo). O'z navbatida bunday formatsiyalar bir necha turlarga ajratiladi: yakka jinsli (dunit, gabbro, Na-bazalt), kontrast (bazalt-traxit) formatsiyalar shular jumlasidandir. Bu turlar ma'lum geodinamik vaziyatda hosil bo'lishi bir qator tadqiqotlarda batafsil isbotlab berilgan. Masalan, tabiatda ancha keng tarqalgan bimodal (bazalt-riolit) formatsiyalar ko'pincha riftlarda hosil bo'ladi.

Yakka jinsli magmatik formatsiyalar ko'pincha qizigan magmaning mahsuli bo'lib, okean sharoitiga, undagi markaziy spreading hududlarida hosil bo'ladi va nihoyat, bir qator jinslarni o'z ichiga olgan, ketma-ket shakllangan formatsiyalar - orol yoylarida ko'p uchraydi. Tabiatda keng tarqalgan granit va granodiorit formatsiyalar ham kolliziya (to'qnashuv) jarayonlaridan darak berib, yer qobig'ining to'la shakllanib bo'lganidan dalolat beradi. Demak, to'g'ri ajratilgan magmatik formatsiyalar va ularni turlari geodinamik rejimni birdanbir asoslangan ko'rsatkichlari sifatida ishlatiladi. Buni 4.1-jadvalda ko'rish mumkin.

Ammo bu sohadagi asosiy qiyinchiliklar formatsiya tamoyillarini nihoyat asoslash bilan bog'liq. «Formatsiya» tushunchasini har xil talqin qilish, uning chegaralarini yo kengaytirib, yo toraytirish va nihoyat, tadqiqotchilarning shaxsiy qarashlarini ustun qo'yish bu masalani yana ham murakkablashtirish va chalkash-tirishlarga olib keladi.

Oxirgi vaqtda formatsion tahlil bilan bog'liq bo'lgan tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, formatsiyalarning o'zaro ikki xili mavjud, ya'ni ularni lateral (bir hudud ichida, ma'lum bir davrda) va tik (vaqt o'tishi bilan) bog'liq bo'lgan munosabatlari e'tiborga molikidir. Mazkur yo'nalishlar bo'yicha formatsiyalarning asoslangan qatorlari mavjud va ular geodinamik vaziyatni ochib berishda, uning tabiatini va kelib chiqishini aniqlashda katta ahamiyatga ega.

Formatsiyalarning tik qatori (TK) – bu konkret hududning, zonaning kelib chiqishidan, to yo'qolib ketish davri ichida paydo bo'lgan formatsiyalar majmuasi (masalan, paleozoy davri ichidagi Ural zonasidagi formatsiyalar). Ushbu hududning rivojlanish tarixidagi har bir voqea (spreding, subduksiya, tog'lar hosil bo'lishi, hududning cho'kishi va ko'tarilishi) konkret (aniq) magmatik formatsiya bilan izohlanadi. Masalan, Janubiy Tyan-Shondagi okean havzalarining paydo bo'lishi D_1 , C_1 davrlarida Na-bazaltlar formatsiyasining tik qatorlari juda katta ahamiyatga ega.

Lateral (bo'ylama) qatorlar esa, katta hududlarni o'z ichiga oladi va bir vaqt ichida ularda bo'lgan voqealarni belgilaydi. Masalan, S_1 davrida Janubiy Tiyon-Shonning Hisor tog'lari okean havzalar formatsiyalari (Na-bazaltlar, Na-bazalt-riolitlar) bilan bevosita bog'langan.

Magmatik formatsiyalarning tektonik va geodinamik o'ri
(I.A.Abramovich bo'yicha, muallifning qo'shimchalari bilan)

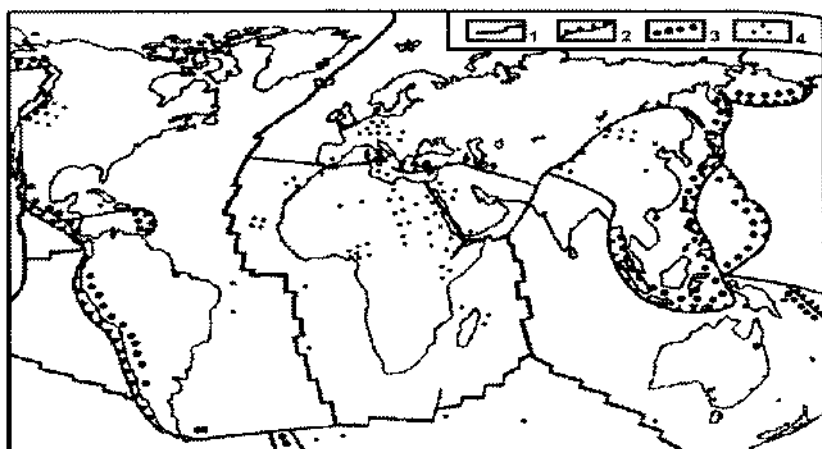
4.1-jadval

Formatsiya	Geodinamik sharoit	Hozirgi hududlardagi joylanishi	Misollar
1	2	3	4
Dunit-peridotit; dunit- klinopiroksenit gabbro; dunit- klinopiroksenit; piroksenit-peridotit	Okean spreading zon- alari, qit'alararo, riftlar, orol yoylari poyde-vori	Alloxton shaklida, suturalar	Aktovrak kompleksi Tuva (e1?); san kom- pleksi, Sharqiy Sayan (R); ulutog' kom- pleksi, Qozog'iston (S?)
Melanonefelinitlar, ishqorli ultra- mafitalar, feld- shpatoidli gabbrolar va karbonatitlar	Qadimgi platformada riftlararo va issiq nuqtalar	Riftlarning cheti	Meymecha-Kotuy kompleksi, Sibir plat- formasi
Kimberlitlar	O'zi	O'zi	Kuonam kompleksi, Sibir platformasi (T?)
Natriyli bazaltlar	Okean spreading zon- alari yoyorti dengizlar, orollar yoyi	Burmалангan o'lkalarda ofiolitlar bilan birga uchraydi	Mugodjar svitasi, Ural (D); Kamchatka (K _{2-P}) Janubiy Farg'ona yash svitasi (D ₁)
Natriyli bazaltrio- litlar	Riftlar, orolorti dengizlar riftlari	Qadimgi platfor-malar, okean tubi, orollar	Quyiy monok svitasi, G'arbiy Sayan (E _{1,2}); ish svitasi, Markaziy Pomir
Bazalt-andezit- riolitlar	Ensialik orol yoylar (Yaponiya)	Burmалангan o'lkalardagi orollar yoyi	Tannuol svitasi, Tuva (E); Boymoq - bo'ri- boy svitasi, Ural (S ₁)
Andezbazaltlar	Sodda (ensimatik) orollar yoyi (Tonga- Kermadek), ensialik yoylarni old qismi	Xuddi o'zi	Irendiq svitasi, Ural (D _{1,2}); «porfirit» seri- yasi, Katta Kavkaz (J ₂)
Kaliyli bazalt- traxitlar	Yoylar orasidagi rift- lar, subduksiya hududlarini ichki qismi, to'qnashuv zonalari	Subduksion va kollizion komplekslar, faol chetlar	Turinsk kompleksi, Ural (S ₂ -D ₁); rendik kompleksi, Kamchatka (K _{2-P}); Adjarsk va Talış komplekslari, Kichik Kavkaz (p)
Leykobazaltlar	Kolliziyaadan so'ngi	Grabenlar,	Biskarsk seriyasi,

	riftoqenez.	cho'kmalar. Navqiron platforma.	Minu-sinsk botiqqligi (D); Pshart seriyasi, Markaziy Pomir (p2)
Riolit- leykobazaltlar	Plitaichi sharoiti, rif- toqenez	Grabenlar, cho'kmalar. Navqiron platforma	Biskarsk, Minusinsk botiqqligi (D)
Traxibazaltlar	Riftlar	Yosh platformalar	Chingin va ustanzask svitalari, Oltoy-Sayan viloyati (R-V); djal- kansk kompleksi, Sette-Daban (D)
Traxibazalt- traxiande-zit- traxiriolitlar	To'qnashuv sha- roitlari. Orollar yoyi, faol chekkalar	Grabenlar, riftlar, cho'kmalar	Oqcha, Nadak svitala- ri, Chotqol-Qurama tog'lari
Bazalt-doleritlar	Tarqoq riftoqenez	Platformadagi riftlar tizimi	Sibir platformasi rift- lari (P ₂ -T ₁)
Gabbro-diabazlar	Spreading hududlari, yoylar ortidagi dengizlar	Ofiolitlarning uzviy qismi	Shuldansk kompleksi. Janubiy Mugodjar (D); Kazbek kompleksi, Katta Kavkaz (j ₁)
Peridotit-piroksenit- noritlar	Litosfera plitalarining divergent chegaralari	Sust chekkalar	Bulkinsk va lisogor komplekslari, G'arbiy Sayan
Siyenit-gabbrolar	O'zi	O'zi	Patinsk kompleksi, (Oltoy)
Gabbro-verlitlar	Riftlar	Mulda va grabenlar	Kola yarimoroli (PR _{1,2})
Dolerit-pikritlar	Riftlarning markazi	Burnalangan o'lkalardagi suturalar	Saureyyaxan kom- pleksi, Ural (PZ ₁); G'arbiy pshart, Janu- biy Pomir (P ₁);
Ishqoriy (Na) gab- broidlar va bazaltlar	«Issiq nuqtalar», rift- lar, Plita ichi sharoiti	CHO'kma va botiqlar	Qiya-Shaltir kom- pleksi, Kuznetsk Olatog' (D)
Ishqoriy gab- broidlar va bazaltlar (K-seriyasi)	Plitaichi zonalari. Issiq nuqtalar	Faol chetlar va kolliziya zonalari	Irisuv kompleksi, Tiyon-Shon (R)
Gavait-mudjiyerit- tra-xitlar	Okeandagi issiq nuq- talar	-	?
Marianit-boninitlar	Riftlar. Ensimatik orollar yoyi	Ofiolitlarning bir qismi	Lipovsk kompleksi, Ural, (S ₁)
Bazalt-andezitlar	Ensimatik orollar yoyi, frontal qismi	Subduksion komplekslar	Torkuduk svitasi, Shim. Qozog'iston (E ₁ -O ₁);

Andezitlar	Ensialik orollar		
Traxiandezitlar	Faol chekkalar, ensialik orollarning ichki qismi	Subduksion va kollizion komplekslar	Ishxanasar kompleksi, Kichik Kavkaz (R)
Gabbro-plagiogranitlar	Orollar yoyi, riftlar	Subduksion komplekslar ofiolitlarning qismi	Sultanuvays tog'lari
Tonalit-plagiogranit-granodioritlar	Ensialik orollar yoyi, qit'alar faol chekkalari, subduksiya zonalar	Subduksiya zonalar, suturalarning ichki qismi	Olxovsk kompleksi, G'arbiy Sayan (E ₁), bokali kompleksi (Bukantog', S ₂)
Natriyli riolitlar	Riftlar	Subduksion riftlar	-
Datsit-riolitlar	Faol chekkalar. Orollar yoyi	Subduksion komplekslar	Badjal kompleksi, (K ₁), almash svitasi
Riolitlar	Faol chekkalar. Orollar yoyi	Halqasimon depressiyalar, grabenlar	Chotqol-Qurama tog'lari (P ₁)

4.4. Geodinamika va magmatik jarayonlar



4.6-rasm. Magmatik jarayonlar bilan geodinamik vaziyatlar aloqadorligi. (40 mln. y. avval).

1 - plitalarni ajralish chegaralari va toleitli magmatizmi); 2 - plitalarni to'qnashuv chegaralari; 3 - ohak-ishqorli seriyalar; 4 - plitachi magmatizmi (Evolutsiya..., 1987)

Yer qobiqlarining rivojlanishida magmatik jarayonlar asosiy. bosh jarayon hisoblanadi. Buni hozirgi vaqtda hech kim inkor qila olmaydi. Ma'lumki, magmatik jarayonlar yuqorida qayd qilingan plitalar chegaralarida juda faol kechadi. Ushbu xususiyatga asoslanib, qit'alar (plitalar) chegaralarini biz ikki turga (konvergent va divergent) ajratgan edik.

Plitalarning chegaralarida hosil bo'layotgan okean qobig'i, uning qit'alar ostiga so'rilishi, plitalarning o'zaro to'qnashuvi natijasida yangi qit'a qobig'iga asta-sekin aylanadi.

Divergent chegaralarda spreading jarayonlari natijasida yangi okean po'sti shakllana boshlaydi.

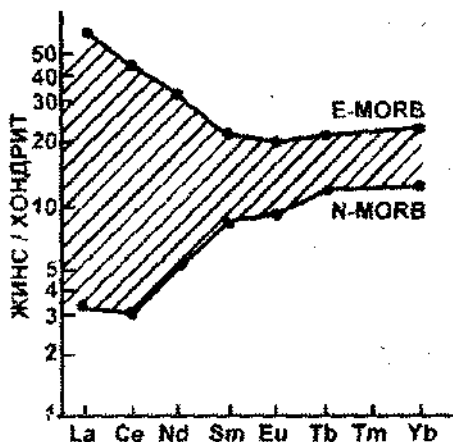
Hozirgi vaqtdagi qarashlarga ko'ra, yer qobig'ining shakllanishidagi magmatik jarayonlarning ketma-ketligi X.Vilson qoidalariga bo'ysunadi va quyidagilardan iborat:

riftoenez→spreading→subduksiya→kolliziya.

Bu jarayonlar yer qobig'ining rivojlanish bosqichlarini belgilab beradi. F.Morgan (1970, 1973 yy.) fikricha, plitalar ichidagi magmatik jarayonlar yuqorida keltirilgan geodinamik hodisalarni murakkablashtiradi. Plitaichi magmatizmi plitalardagi o'tmish magmatizm jarayonlar bilan bog'liq emas.

4.5. Okeanlar magmatizmi

Markaziy okean tizimlardagi magmatik jarayonlar. Spreading viloyatlaridagi okean yer po'stining tuzilishida faqat asos va o'ta asos jinslar ishtirok etadi. Bular har xil gabbro, bazaltlar va shu tarkibga to'g'ri keladigan xilma-xil daykalardan iborat (gabbro, doleritlar, diabazlar).

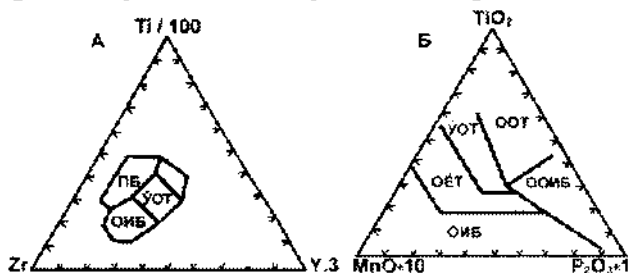


4.7-rasm. Nodir yer (NEE) elementlarning N-MORB va E-MORB turdagi bazaltlarda tarqalishi (J.G.Shilliya)

Bu tog' jinslarning asosiy xususiyati quyidagilardan iborat: ularda K, Na miqdori ancha kam, Ca, Mg, Fe miqdori esa ancha yuqori. Ularda K guruhiga kiruvchi yirik kationli elementlar (Cs, Rb, Ba, Sr, La) juda kam uchratiladi. Yuqori valentli Zr, Hf, U, Th, Nb, Ta, Ti, Yb, P) kaliy miqdori bilan bog'liq. Spreading viloyatlaridagi magmatik jinslarda yengil lantanoidlar miqdori ham ko'p bo'lmaydi. Bu xususiyatlar markaziy okean tizimlari (COX –

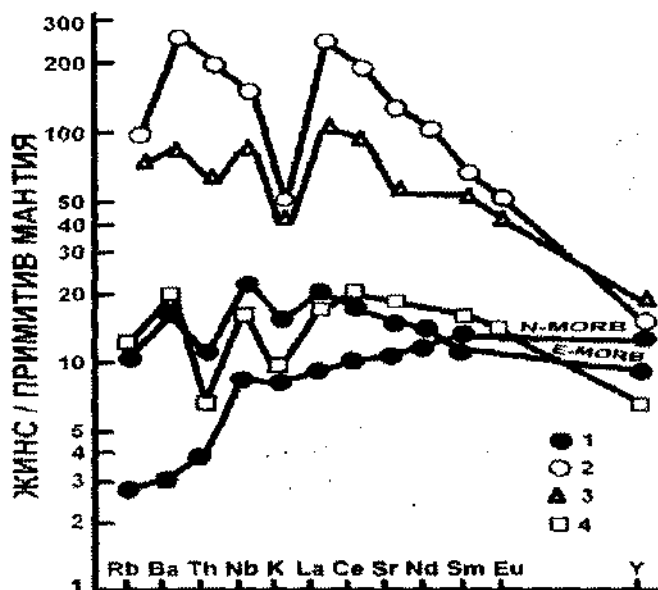
серединно-океанические хребты) bazaltlarini hosil qiluvchi eritmalarni alohida xossalarini belgilab beradi. Ularning birinchi navbatda, ko'zga tashlanadigan xususiyati - bu ishqoriy elementlarning tanqisligi. Shu nuqtai nazardan, ular o'ta sodda (primitiv, N-MORV) va nisbatan, K_2O ga to'yingan (E-MORV) turlarga ajratiladi. Bazalt hosil qiluvchi magmatik eritmalarning bunday xususiyatlari, ular hosil bo'lgan chuqurlikka bog'liqdir. Magma hosil qiluvchi o'choqlar nisbatan **katta chuqurlikda** shakllansa - ular ishqoriy va boshqa yengil, litofil elementlarga to'yingan hisoblanadi va bunday magmalar o'zgarmagan, nodir va yengil litofil elementlarni o'z tarkibida saqlagan (depletlashmagan) mantiya hisobiga paydo bo'ladilar. Ko'pincha bular okean orollarida, transform yoriqlar kesishgan joylarda uchraydi (masalan, Islandiya oroli) va bir qator ishqoriy bazalt seriyalari, formatsiyalardan iborat bo'ladi.

Agar bazalt magmalar nisbatan yer yuzasiga yaqinlashgan sharoitda, o'zgargan ishqoriy va yengil litofil elementlarni o'z tarkibidan chiqargan (depletlashgan) mantiya hisobiga hosil bo'lsa, bunday vaziyatlarda toleimli bazaltlar shakllanadi. Umuman olganda toleimli bazaltlar depletlashgan mantiyaning taxminan 200-250 km chuqurlikdan ko'tarilishi natijasida paydo bo'ladi. Okean riflariidagi toleitli yana bir xususiyati - ularning afir shishasimon



4.8-rasm. Geodinamik vaziyatlarning ba'zi bir elementlar nisbatiga qarab ajratish diagrammasi (J.A.Pearce, J.R.Curr).

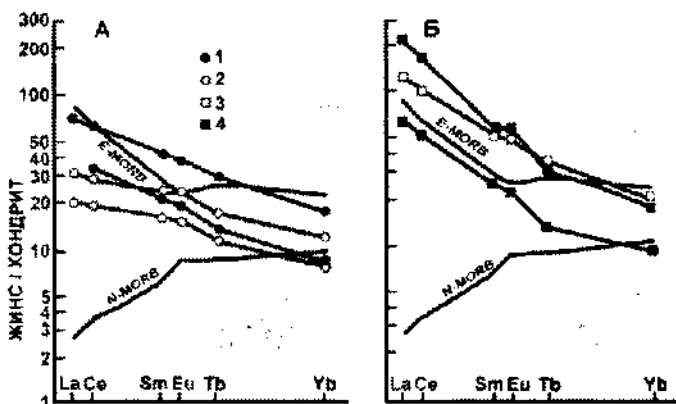
1. SOX - markaziy tizmalar bazaltlari. 2. OOT - okean orollari toleitlari. OOSH - ishqoriy bazaltlar. PB - plataichi bazaltlari. OYOT - orollar yoylaridagi toleitlar. ISHB - oxak-ishqori bazaltlar, OIB - okean ichi bazaltlari



4.9-rasm. Gavayi orollaridagi vulqonik jinslarda mikroelementlarning tarqalishi. (sodda mantiya tarkibiga nisbatan) (S.S.Sun bo'yicha): 1 - okean bazaltlari (N-MORB va E-MORB); 2-3 - orollar jinslari (2 - melilitli nefelinitlar, 3 - ishqorli bazaltlar); 4 - oddiy toleitlar.

tuzilishidir. Ularning bunday tuzilishi, ya'ni porfir ajralmalarning kamligi ($\Sigma=0.5\%$ gacha), bazalt eritmasining qiziganligidan va oraliq magmatik o'choqlarda uzoq vaqt saqlanmaganligidan, kristallizatsion differentsiatsiyaga deyarli uchramaganidan dalolat beradi. Shu sababdan bo'lsa kerak, bu bazaltlar tarkibida TiO_2 miqdoran ko'p (1-2%), harorati yuqori bo'ladi (1150-1200°). Afir, shishasimon tuzilishga ega bo'lgan toleitli bazaltlar spreading jarayonlar sur'atini ancha tez kechayotganini ham ko'rsatadi.

Agar spreading jarayonlar sur'atisekinlashsa, asta-sekin, sokin vaziyatga o'tsa, bazaltlarda porfir tuzilish paydo bo'ladi. Bunday tuzilish bazalt eritmalarni oraliq magmatik o'choqlarda to'planib, differentsiatsiyaga uchraganini ko'rsatadi.



4.10-rasm. Nodir elementlarning bazaltlarda tarqalishi (xondritga nisbatan) (T.I.Frolova, bo'yicha)

A - toleitli bazaltlar. B - ishqorli bazaltlar. 1-3 - Gavayi orollari; 4 - Azor orollari.

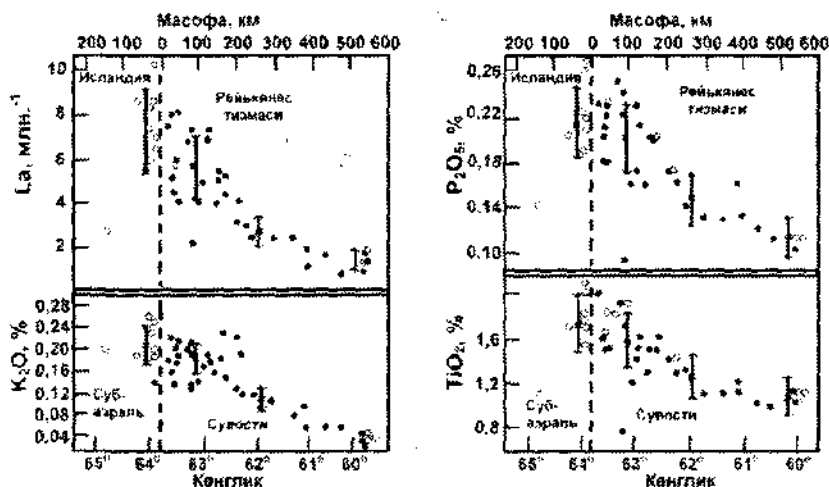
Okeanichi magmatik jarayonlar. Okean tubidagi tekisliklar ko'pincha yakka vulqonlar, vulqon tizmalari va boshqa turdagi balandliklar bilan murakkablashgan. Bunday balandliklarning kelib chiqishini mantiyadagi shakllanayotgan oraliq magmatik o'choqlar bilan bog'laydilar. Tadqiqotchilar bu fikrni bir qator okean tubidagi vulqonlarni o'rganish natijasida isbotlab berganlar (masalan, Tinch okeanidagi Gavay orollarida). Ularning fikricha, suvosti tizmalar, ko'pincha, vulqonlar va ularning uyushmalariga to'g'ri keladi. Shuning uchun bunday o'lkalarda yer po'stining qalinligi ancha katta (20-25 km) bo'lishi mumkin. Ba'zi bir shu turdagi suvosti vulqonlar ko'tarilish jarayonlari natijasida yerning yuzasiga chiqib qoladi, boshqalari esa korall riflari bilan o'ralib qoladi va yuzaga chiqmaydi.

Vulqon orollardagi magmatik jarayonlar natijasida hosil bo'lgan bazaltlar bir qator xususiyatlarga ega: ular ko'pincha temir oksidlariga to'yingan, Al_2O_3 , CaO , Na_2O , K_2O ularda kam bo'ladi. Goho MgO ham ancha kamayadi va buning hisobiga jinslarda Fe/Mg nisbati oshib boradi. Olivinning doimiy parchalanishi natijasida Ni va Cr miqdori pasayib boradi.

Ular ni markaziy okean tizmalaridagi bazaltlar (COX – bazaltlari) bilan qiyoslash shuni ko'rsatadiki, okean tubi, plitaichi bazaltlar ishqorlar (Na, K) va ular bilan bog'liq bo'lgan elementlarga boy – bu plitaichi magmatik jinslarning eng asosiy xususiyati.

Bu turdagi jinslarning ikkinchi xususiyati - ular tarkibida TiO_2 ko'pligi va mineralogik jihatdan ilmenitning mavjudligi. Titanning ancha yuqori miqdori, o'z navbatida plitaichi bazaltlarda Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th bilan boyishga olib keladi.

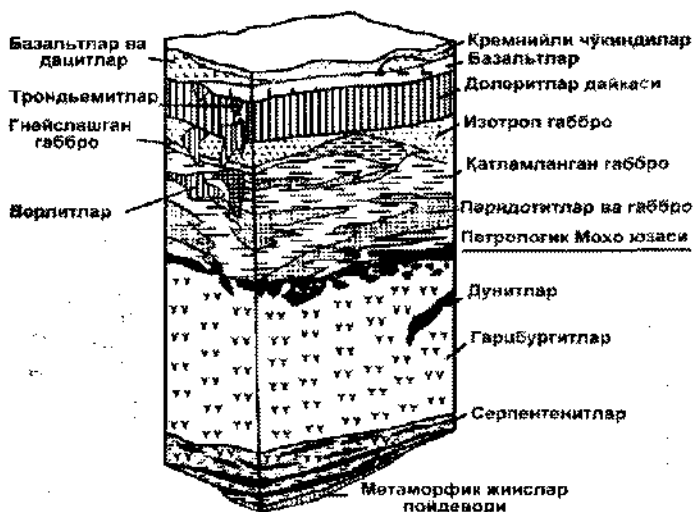
Okean plitaichi bazaltlari markaziy okean tizmalardagi o'z muqobillaridan bir qator petrografik xususiyatlar bilan farq qiladi. Ularning strukturaviy farqlarini yuqorida ko'rsatgan edik.



4.11-*ras*m. La, K₂O, P₂O₅, TiO₂ ning toleit bazaltlarda tarqalishi.
Reyk'yavik tizmasi (Islandiya, J.G.Shilling, bo'yicha)

Okean orollardagi ishqoriy bazaltlarda porfir ajralmalar paydo bo'ladi va ularning miqdori 30-25% ga yetishi mumkin. Ajralmalarorasi da olivin, plagioklaz, piroksen, shpinel va titanomagnetit mavjud. Ba'zi hollarda kaliyli dala shpati, nefelin, leysit paydo bo'ladi. Bazaltlarning mineralogik tarkibini bunday o'zgarib borishi, magma hosil qiluvchi o'choqlarning ancha chuqurlashganidan dalolat beradi. Bu holatni ishqoriy bazaltlar

tarkibida uchraydigan ksenolitlar ham isbotlab beradi (masalan, ksenolitlar tarkibida lersolitlar, granatli peridotitlar mavjud). Bu dalillar magmatik o'choqlar 30 km dan 100 km gacha bo'lgan chuqurlikda joylashganini ko'rsatadi.



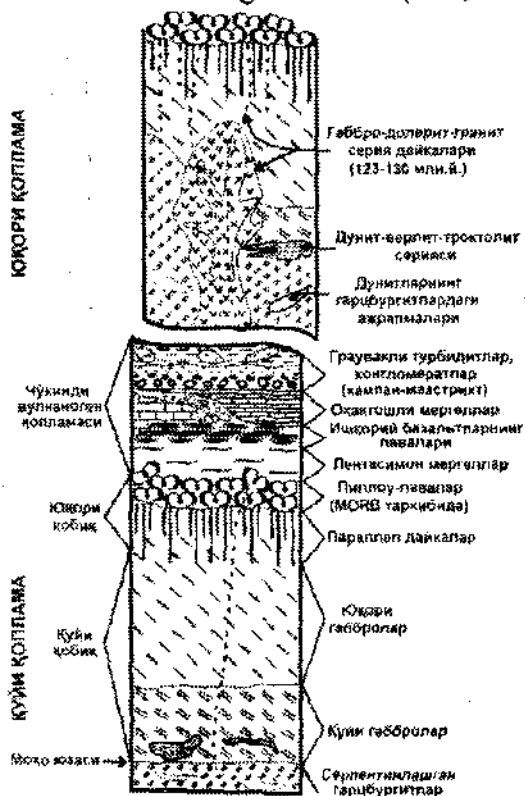
4.12-rasm. Omandagi ofiolitlarning umumlashtirilgan kesmasi
(D.Marquer, I.Mercolli, T.Peters)

Shunday qilib, okean plitaichi magmatik jarayonlari ancha sodda, ular bevosita mantiya jinslari bilan aloqador. Magma qanday chuqurlikda hosil bo'lsa bu uning xususiyatiga, ayniqsa tarkibi va tuzilishiga katta ta'sir ko'rsatadi.

Okean geodinamik sharoiti uchun bir qator formatsiyalar mansub. Ular ichida biz eng asosiylarini ko'rsatib o'tamiz.

Ofiolitlar assotsiatsiyasi. «Ofiolit» tushunchasi adabiyotga G.Shteynmann tomonidan 1927 yili kiritilgan va uning fikricha u o'z ichiga uch turdagi jinslarni oladi. Bular: a) o'ta asos jinslar va gabbrolar; b) bazaltlar va gabbro-diabazdan tashkil topgan daykalar; v) har xil kremniyga boy cho'kindi jinslar (radiolyaritlar, silisitlar). Plitalar tektonikasi nazariyasi nuqtai nazardan Shteynmanning ofiolit triadadasi (uchlik) ancha chuqurroq ma'no kasb etadi.

Ko'pchilik tadqiqotchilarning fikricha ofiolitlar 3 xil jinslar guruhidan emas, balki 4 guruhdan iborat va ular bir birini quyidagi ketma-ketlikda davom ettiradi (4.12-rasm): a) serpentinishgan dunitlar, garsburgitlar va lersolitlar. Bu jinslar yuqori harorat va past bosim sharoitida metamorfik o'zgarishlarga uchragan; b) tekis, donador va kummulyativ tuzilishga ega bo'lgan peridotitlar, gabbrolar va piroksenitlar; v) ularni yorib chiqqan, o'zaro bir-biriga parallel bo'lgan diabazlar, doleritlar, gabbrolar; g) bazalt lavalar qoplamalari. Bulardan tashqari, ofiolitlar tarkibida tonalitlar, trond'yemitlar, granofirlar uchrashi mumkin. Ular bilan birga goho xromitlar va boshqa ma'danlar ham tez-tez ko'zga tashlanadi (4.12, 4.13-rasm).



4.13-rasm. Masira orolining umumlashtirilgan litostatigrafik kesmasi (M.Kajima, bo'yicha).

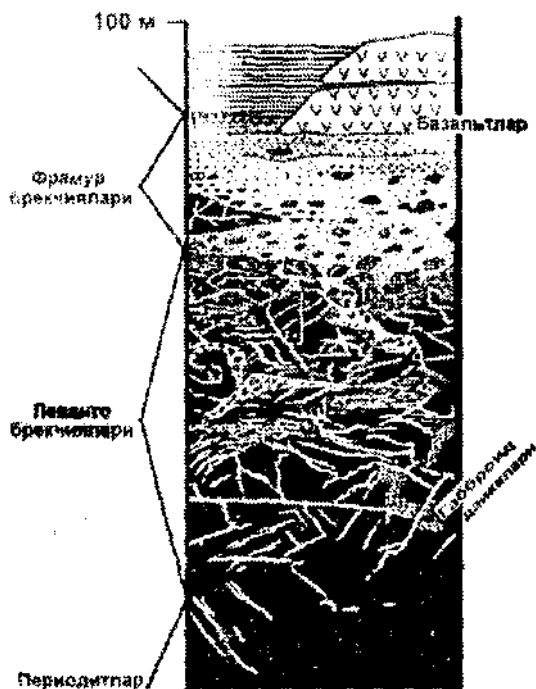
Bu rasmlarda Oman, Masira oroli, Ural, Albaniyadagi ofiolitlarning eng ko'p tarqalgan turlari keltirilgan. Eng muhimi shundaki, bu ma'lumotlardan ofiolitlarni 4 guruhga bo'linishi yaqqol ko'rinib turibdi va petrologik «Moxo» yuzasi quyi peridotitlar bo'yicha o'tkazilgan.

Ma'lumki bu majmua burmalangan o'lkalarda keng tarqalgan (Ural, Janubiy va Shimoliy Tiyon-Shon, Kavkaz, Appalach tog'lari). Uzoq vaqt bu formatsiyalar geosinklinallar, boshlanishi bilan bog'langan. Ammo o'tgan asrning 60-yillarida ularning tuzilishidagi ketma-ketlik, ulardagi 3-4 guruh jinslar tarkib jihatdan hozirgi okeanlar bilan juda o'xshashligi, goho mosligi aniqlandi (A.V.Peyve, 1969). Agar bu fikr to'g'ri bo'lsa, undaburmalangan o'lkachalardagi ofiolitlar qadimgi okean litosferasining uzviy qismi sifatida talqin qilish imkonlari paydo bo'ldi. Ofiolitlar tarkibiga kiruvchi jinslarning qisqacha ta'rifida to'xtalib o'tamiz. A.M.Borsukning (1987 y.) fikricha, ular tarkibida o'ta asos, asos jinslar va daykalar juda keng tarqalgan.

O'ta asos jinslar serpentinit, serpentinlashgan peridotit va dunitlardan iborat. Serpentinlashgan jinslarning alohida harakatchanligi hammamizga ma'lum va shuning uchun o'lkalar burmalanishi davrida ular hosil bo'lgan okeanlar tubidan uzilib chiqib, xilma-xil masofadagi mintaqalar hosil qiladi (Uraldagi Platinali mintaqqa). Ushbu kompleksning ichki tuzilishi, jinslarning tarkibi, strukturaviy xususiyatlari, kimyoviy tarkibi bilan belgilanadi.

Gabbroidlar ham murakkab ichki tuzilishga ega. Bularning pastki qismida dunitlar, peridotitlar, piroksenitlar bir-biri bilan qatlamlangan holda uchraydi. Gabbrolar ham bu qismda «qatlamlangan» ko'rinishda bo'ladi. Gabbroid kompleksining yuqori qismida ushbu «qatlamlanish» jarayonlari yo'qolib, yaxlit gabbrolar ustun bo'ladi. Geokimyoviy jihatdan bu kompleksda Cr, Ni, Co, Ti, V, Sc miqdori ancha yuqori bo'ladi.

Dayka komplekslari bir-biriga parallel joylashgan daykalar, sillar, yorma intruziyalardan iborat va gabbrolardan yuqorida joylashgan bazalt qoplamalarining magma bilan to'yintirib boruvchi kanallar vazifasini bajaradi. Asosan dolerit, gabbro, gabbro-diabaz va diabazlardan iborat. Ular bilan bir qatorda pikritlar, granofirlar uchrashi mumkin.

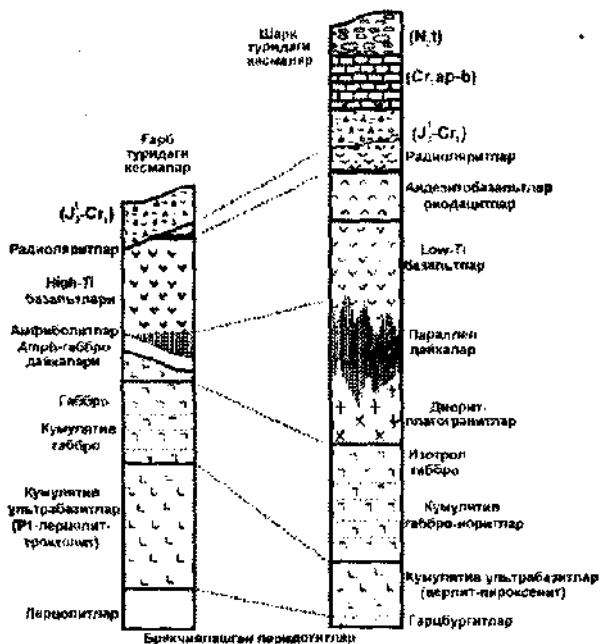


4.14-rasm. Levanto hududidagi ofiolitlar kesmasi
(M.T.Mc.Culloch, R.T.Gregory, G.Wasser-burg, H.P.Taylor).

Bazalt kompleksi ofiolitlarning yakunlovchi qismi hisoblanadi va xilma-xil bazaltlar sharsimon lavalardan iborat. Bu jinslar, day-kalar kabi, toleit seriyasiga mansub, ularning tarkibida $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ mavjud.

Orollar yoyi magmatik formatsiyalari

Orollar yoylari vaziyatida bir qator yangi formatsiyalar shakl-lanadi. Gabbro-diorit-granodiorit-granitli, gabbro-dio-rit-plagiogra-nitli formatsiyalar shular jumlasidandir. Bu formatsiyalarni o'rga-nishda T.I.Frolova, D.S.Shteynberg, G.B.Fershtater kabi olimlar-ning xizmati juda katta ahamiyatga ega.

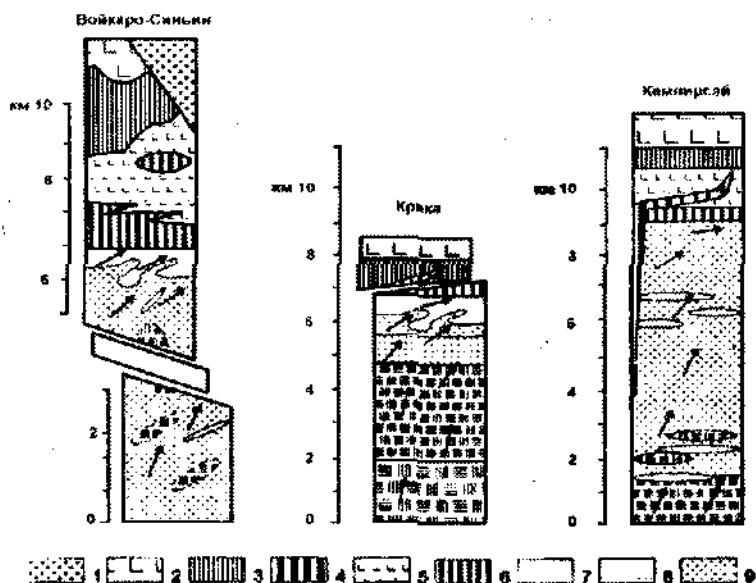


4.15-rasm. Mirdita zonasidagi (Albaniya) ikki xil ofiolitlar kesmasi.
(O.G.Bagdanovskiy, G.S.Zakariadze, S.F.Karpenko, S.K.Zlobin,
A.A.Savelyev, O.V.Astraxansev, A.L.Knipper, A.Ya.Sharaskin)

Orollar yoylari geodinamik vaziyatida hosil bo'lgan magmatik jinslar tarkiban uzluksiz, bir-biri bilan bog'liq bo'lgan, differentsiatsiya jarayonlari rivojlangan qatorlar tashkil qiladi (bazalt-andezit-datsit-riolit formatsiya). Bu turdagi formatsiyalarning mavjudligi, ulardagi keng tarqalgan «porfir» tuzilish, porfir ajralmalarining katta miqdori va boshqa, shu kabi, xususiyatlar orollar yoylari yer qobig'ida bir qator oraliq magmatik o'choqlar mavjudligini isbotlab beradi.

Kimyoviy tarkib jihatdan orol yoylaridagi jinslar toleit va ohak-ishqorli jinslar o'rtasida turadi. Ammo orollar yoylari rivojlangan sari ohak-ishqor turdagi jinslar ko'payib boradi. Ikkinchidan, barcha magmatik jinslar uchun natriyning kaliy ustidan bir muncha

ustunligi kuzatiladi va formatsiyalar tarkibida vaqt o'tgan sari plagioriolitlar, keratofirlar, albitofirlar hajmining oshib borishi ushbu xususiyat bilan bog'liq.



4.16-rasm. Uralofiolitlarining soddalashtirilgan kesmalari

(A.A.Knipper, G.N.Savetyeva, A.Ya.Sharaskin bo'yicha).

1 - tonalitlar; 2 - yostiqtisimon bazaltlar; 3 - diabaz daykalar, gabbro-diabazlar; 4 - daykalar, sillar; 5 - qatlamlangan gabbro, gabbro-noritlar, olvinli, rogovaya obmankali gabbro; 6 - klinopiroksenitlar, verlitlar, dunitlar va troktolitlar; 7 - amfibil-olivinni va antigorit-olivinni slanalar va yaxlit jinslar; 8 - dunitlar; 9 - garshurgitlar.

Bazalt-andezitli formatsiya deyarli barcha burmalangan o'lkalarda rivojlangan (Ural, Tiyan-Shan, Kavkaz). Bu formatsiya tarkibini, asosan, Na-bazaltlar, andezitobazaltlar va andezitlar tashkil qiladi. Tarkibning katta qismini piroklastik jinslar (turbiditlar, tuflar, tufobrekchiyalar) tashkil qiladi. Bu piroklastik mahsulot suv havzalarida hosil bo'lgani uchunnihoatda yaxshi tuzilgan qatlam va qatlamchalarga ega. Vulqon jarayonlarning turi, hosilalarning tarkibi formatsiyaning ensimatik orollar yo'ylariga mansubligini ko'rsatadi.

Plagiogranit-plagiiorolit formatsiya tonalit, trond'yemit, plagiogranit va plagiiorolitlardan iborat bo'lib, orollar yoyida uncha keng tarqalmagan. Okean qobig'ini qit'a qobig'iga aylanish jarayonida birinchi marta paydo bo'lgan nordon jinslar. Bu jinslarning mineralogik tarkibi quyidagicha: $Pl(An_{45-25})$, Q , Px , Hrb , Bi . Kaliyli dala shpati deyarli uchramaydi. Kimyoviy jihatdan bu jinslar tarkibida natriy yetakchi ahamiyatga ega, glinozem va temirning ahamiyati ancha cheklangan. Olimlarning fikricha, orollar yoyidagi nordon vulqonik jinslar eklogit va amfibolitlarning erishi natijasida hosil bo'ladi. Bu fikr nordon jinslarni tarkibidagi Rb tarqalishi (≤ 20 g/t), Sr^{87}/Sr^{86} izotoplarning nisbati (0,7035) bilan isbotlanadi.

Bazalt-riolitli formatsiya okeanik rivojlanishni yakunlovchi kontrast formatsiyalar qatoriga kiradi. Bu formatsiyaning xususiyati shundaki, uning tarkibida ayni bir vaqtda «afir» va «porfir» tuzilishidagi jinslar mavjud va ular hosil bo'lishi magmatik o'choqlardagi likvatsiya jarayonlari bilan bog'liq.

Gabbro-granit formatsiyalar orollar yo'ylarida keng tarqalgan bo'lib, ularning shakllanishini yakunlaydi va yer qobig'i to'la qit'a turiga o'tib bo'lganidan dalolat beradi. Ular tarkibidagi asosli (gabbrolar) va nordon (granitlar) orasidagi irsiy birlik bir qator geoximik, izotop usullar bilan isbotlangan. Ushbu formatsiyaning tarkibi alohida diqqatga molik. Formatsiya tarkibidagi gabbroidlar bir necha turga bo'linadi: gabbronoritlar, olivinli gabbrolar, kvarslar gabbrolar shular jumlasidandir. Gabbrolar ksenolitlari ulardan keyin shakllanadigan barcha jinslarda uchraydi. Dioritlar intruziv massivlarning katta maydonlarini egallaydi. Ular gipidiomorf tuzilishga ega, zonal plagioklaz, biotit va amfiboldan tashkil topgan, goho monoklin va rombik piroksen uchrashi mumkin. Granitlar bu formatsiyaning asosiy qismini tashkil qiladi va Q , Pl , Kf , Bi , Amf dan iborat. Formatsiyaning bir qator o'ziga xos xususiyatlari mavjud. Birinchi navbatda, ular tarkibidagi gabbrolarning toleiti petroximik seriyasiga mansubligiga ahamiyat berish zarur, ammo ular tarkibidagi Rb va Sr miqdori ularni okean toleitlari emas, balki platformadagi toleitlarga yaqinlashtiradi.

Ular tarkibidagi CaO , MgO , Fe_2O_3 , FeO miqdori va ularni nisbatlarli formatsiyadagi barcha jinslar bir-biriga ancha yaqin bo'lgani uchun, ular yagona manbadan kristallizatsion differentsiatsiya natijasida hosil bo'lganligini ko'rsatadi. Gabbroidlardan granitlarga petrokimyoviy koeffitsiyentlarning asta-sekin o'zgarib borishi ushbu formatsiya yagona evolyutsion tizim ekanligini ko'rsatadi. Uning kelib chiqishi mantiyadan boshlanib, yer qobig'i ichidagi oraliq magmatik o'choqlarda uchrab shakllanadi. Ergan magma tarkibi yuqoriga o'tib borgan sari o'z haroratini pasaytirgan, tarkibini SiO_2 va K_2O , Na_2O bilan boyitgan va pirovardida nordon jinslar hosil qilgan. Shu nuqtai nazardan ularning tarkibida gibrid (aralashgan) jinslar ko'p.

4.6. Qit'alar faol chekkalarining magmatik jarayonlari

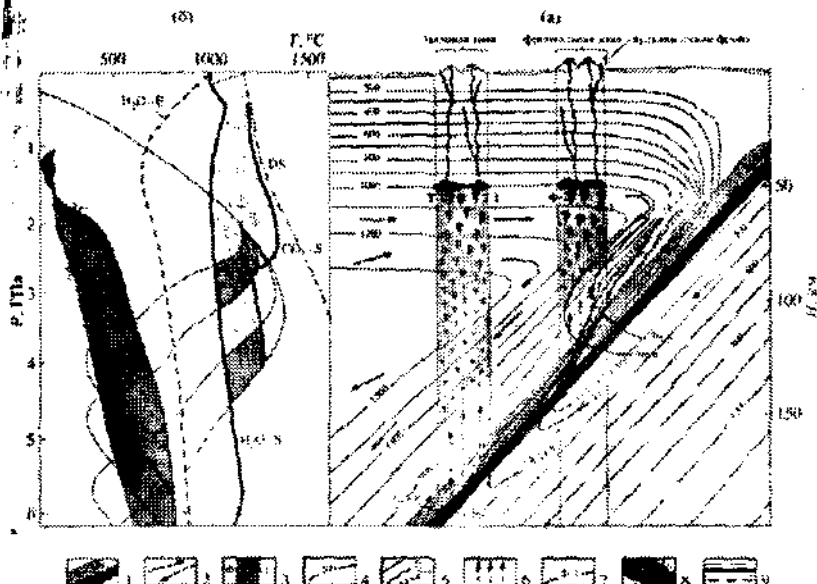
Okean litosferasining plitalar chekkasida qit'alar tagiga so'rilishi va yutilishi juda faol, kuchli magmatik jarayonlarga olib keladi. O'z navbatida bu magmatizm okeanik litosferaning hisobiga yangi qit'a po'sti paydo bo'lishi va qalinlashishining asosiy omili hisoblanadi. Ma'lumki faol chekkalarning tuzilishida Benoff yuzasi¹ va uning qiyaligi katta ahamiyatga ega. Benoff yuzasining ustidagi jinslar majmuasi mantiya ponasi deyiladi.

Bir-biriga qarshi kelayotgan okean va qit'a plitalari to'qnashuvi natijasida juda yirik vulqonik jarayonlar sodir bo'ladi va shu jarayonlar bilan bog'liq bo'lgan hududlarni ko'ndalang zonalligi shakllanadi. Bunday zonallik (ya'ni ma'lum turdagi geologik tuzilmalarning ketma-ketligi) quyidagilardan iborat: chuqursuv novi → vulqonik orollar yoyi → yoyorti havzasi. Magmatik jarayonlar va formatsiyalar ham o'z navbatida ma'lum zonal ketma-ketlikka ega. Mana shunday xususiyatlarga ega bo'lgan hududlarni qit'alarining faol chekkalari deyiladi. Ularning ikki turi mavjud: G'arbiy va Sharqiy Tinch okean turlari.

¹ Benoff yuzasi – qit'a qobig'i ostiga so'rilayotgan (subduksiya) okean qobig'ining yuzasidagi asos va o'ta asos jinslar majmuasi tushuniladi.

Birinchi turni Tinch okeanining g'arbiy qismida juda mukammal o'rganishgan. Chuqur suv novlari (Marian cho'kmasi), orollar yoyi (Kuril, Aleut, Kamchatka, Yapon orollari) bir qator yirik tadqiqotchilar tomonidan juda batafsil o'rganilgan (X.Kuno, U.Vadati, Dj.Umbgrove). Qit'alar faol chekkasining ikkinchi turi - Tinch okeanining sharqiy chegaralarida And va Kordilyer tizmalari misolida yaxshi tadqiq qilingan.

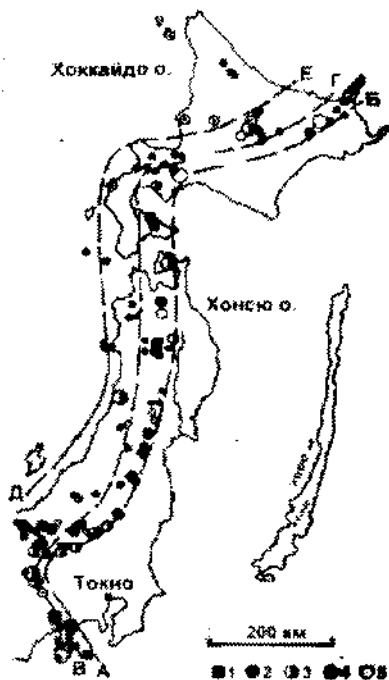
Faol chekkalarning G'arbiy Tinch okean turi (orollar yoyi) bir qator orol yoylari paydo bo'lishi bilan ajralib turadi. Bu yoylarning birinchi o'zaro aniq farq qiladigan turlari mavjud. Agar okean litosferasi bilan okean litosferasi to'qnashsa **navqiron** orol yoylari shakllanadi (Aleut yoyi). Bulardagi vulqonik jinslar tarkibida nordon jinslar deyarli uchramaydi yoki kam uchraydi, yer qobig'ining asosiy qismini bazaltlar egallagan va u uncha katta qalinlikka ega emas (20 km gacha). **Navqiron** orollar yoyi **ensimatik** turga kiradi. Ikkinchi holatda, ya'ni qit'a bilan okean litosferasi to'qnashgan vaziyati esa, vulqonik mahsulotlar tarkibida nordon jinslar hajmi ancha ko'p, qit'aning umumiy qalinligi 30-35 km ni tashkil qiladi. Bu vaziyatda tashkil topgan vulqonik orollar yoyi **ensialik** deyiladi (Kamchatka yarim oroli, Yapon orollari). Umuman, orollar yoyi shakllanish jarayonlari ma'lum ketma-ketlikka ega va buni X.Kuno (1968-1970) juda yaxshi isbotlab bergan. Uning fikricha yoyning oldi qismidan ichkarisiga qarab, tog' jinslarida ishqorlar miqdori muntazam ravishda oshib boradi, toleit tarkibidagi bazaltlar (ishqoriy elementlari kam bo'lgan bazaltlar) asta-sekin o'rta ishqorli va ishqorli turlar bilan o'rin almashadi.



4.17-rasm. Kuril orol yoyida magmaning hosil bo'lish sharoitlari
(Avdeyko va b., 1994).

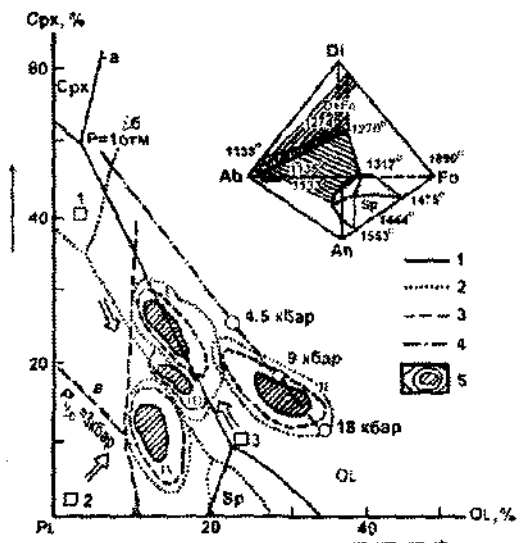
1 - okean qobig'i yotqiziqlari; 2 - subduksiya zonasi tagidagi mantiya va mantiya ponasi moddalarining harakat yo'nalishi; 3 - tashqi (F-1, F-2) va ichki (T-1, T-2) vulqonik zonalar tagidagi magma hosil bo'lish zonolari; 4 - model bo'yicha harorat izochiziqlari (Honda, Uyeda, 1983); 5 - tarkibida suv bo'lgan minerallarning degidratatsiya chiziqlari: Am-b - bazaltidagi amfibol, Am-p - peridotidagi amfibol, 7Å-CCh-7Å - klinoxlor 14Å-CCh+Mu - 14Å - muskovitdagi klinoxlor, Srp - serpentin, Ta+Fo - forsteritdagi talk, Tr-tremolit; 6 - flyuidlarning ko'tarilish yo'llari; 7 - tashqi (F-1, F-2) va ichki (T-1, T-2) vulqonik zonalar tagidagi geotermalar; 8 - okean qobig'ining shipi (TS) va tagining (VS) geotermasi; 9 - Quruq mantiya (DS), suvga to'yingan mantiya (H_2O-S), CO_2 (CO_2-S)ga to'yingan va har xil miqdordagi H_2O-CO_2 (0,2-0,8) hamda suvga to'yingan bazalt-eklogitlarning (H_2O-E) solidius chizig'i.

Orollar yoylaridagi vulqonik va magmatik jarayonlarning rivojlanishi deyarli yakka tarkibdagi toleit bazaltlardan, ancha differentsiatsiyaga uchragan (bazalt-andezit-datsit-riolit) kabi uzluksiz magmatik qatorlar tomon rivojlanib boradi. Bu qatorlar tarkibidagi toleit bazaltlar okean geodinamik vaziyatida hosil bo'lgan muqobillariga ancha o'xshash, amaliy ohak-ishqor tarkibidagi uzluksiz qator jinslari alohida, mustaqil seriyalarni tashkil qiladi (4.18-rasm).



4.18-rasm. Yapon orollar yoyidagi to'rtlamchi davr vulqonlarining taqsimlanishi (X.Kuno va T.I.Frolova bo'yicha).

1 - bazaltlar (yuqori glinozemli va ishqorli); 2 - piroksenli andezitlar (ohak-ishqor seriyasi); 3 - piroksenli, amfibolli andezitlar; 4 - biotitli andezitlar; 5 - datsillar va riolitlar. AB - vulqon hosil qiluvchi hududni chuqursuv novga nishatan o'rni. VG - toleit va ohak-ishqorli seriyalar chegarasi; DE - ohak-ishqor va ishqorli seriyalar chegarasi



4.19-rasm. Bazaltlar tarkibini statistik maksimumlarini Pl-Cpx-Ol diagrammasida o'zaro qiyoslash (T.I.Frolova bo'yicha).

I - okeanlar; II - okean orollari; III - ensimatik orollar yoylari;

IV - ensialik yoylar. 1 - figurativ nuqtalarni zichligi (15%-2,5% gacha).

Orollar yoyidagi vulqonik jinslarning tarkibi, okean sharoitida hosil bo'lgan o'z muqobillariga nisbatan ancha murakkab. Ular orasidagi farq nafaqat magmaning hosil bo'lish sathi (chuqurligi), balki orollar yoyidagi bazaltlar shakllanishida suvning (OH^+) ishtiroki bilan belgilanadi. Subduksiyaga uchragan, qit'a tagiga so'rilib borayotgan okean litosferasi o'z tarkibida (OH^+) yo'qotadi va bu o'z navbatida ularning tarkibidan ishqoriy metallarni chiqib ketishiga sabab bo'ladi. Masalan, bu sohada glinozemning o'zgarishiga ahamiyat berish zarur.

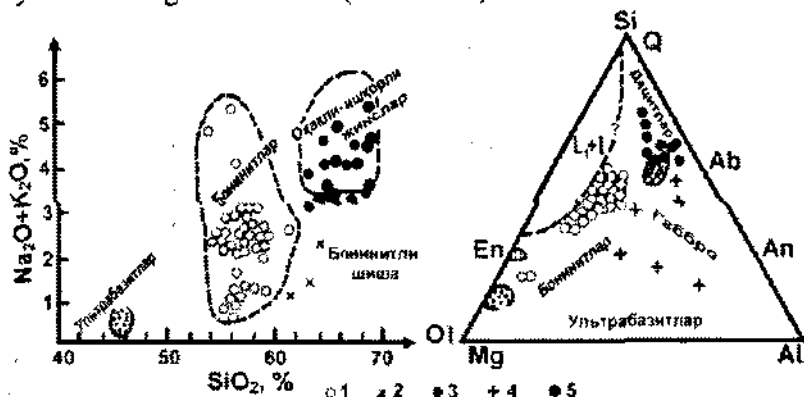
Orollar yoyidagi vulqonik jinslarning ko'ndalang mineralogik va kimyoviy zonalligi (ketma-ketligi) magma hosil bo'lgan o'choqlarning gipsometrik sathini ham belgilaydi. Yoyning oldidan (frontidan) uning ichki qismiga qarab magmalarning umumiy

hajmi kamayib boradi, ishqorlar miqdori ko'payadi, lantanoidlar miqdori va La/Yb nisbati pasayib boradi.

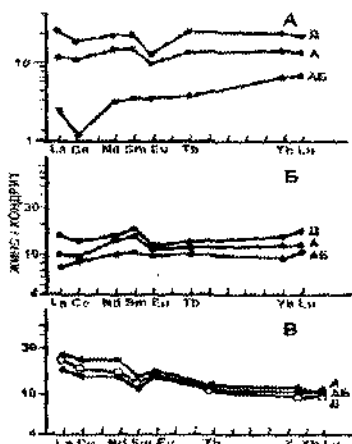
Xuddi shu yo'nalishda K/Rb, Rb/Sr, Sr/Ca nisbatlari ham pasayadi. Bu kabi bir qator geoximik va petrografik dalillar nafaqat magma hosil qiluvchi o'choqlarning chuqurlab borishini, balki mantiyaning ham Benoff zonasi uzra o'zgarishini yaqqol ko'rsatadi.

Masalan, vulqonik orollarning ichki qismida past kaliyli ba'zi bir seriyalar qit'aga o'tgan sari yo'qolib keta boshlaydi. Birlamchi magmalar hosil bo'lish sathlari chuqurlashib borgan sari, ularning tarkibida mantiya mahsulotlari ko'proq ishtirok qilaveradi va bu, o'z navbatida, yuqorida ko'rsatilgan ko'ndalang ketma-ketlikning sababini ochib beradi.

Orollar yoyi litosferada har xilchuqurlikda joylashgan magmatik o'choqlar, har bir seriyaning differentsiatsiya jarayonlarini boshqarib boradi. Umumiy qoida shundan iboratki, bu jarayonlar natijasida jinslarda SiO_2 , K_2O , Na_2O asta-sekin ko'payib, nordon (granit-riolit) jinslar hosil qiladi va yangi «granit» qatlaminig paydo bo'lishiga asos soladi (4.21-rasm).



4.20-*рasm*. Ishqorlar va SiO_2 miqdorining boninit (1) seriyasida va ularning shishalarida (2) tarqalishi va ultrabazillar (3), gabbrolar (4) bilan qiyoslash (L.L.Perchuk bo'yicha)



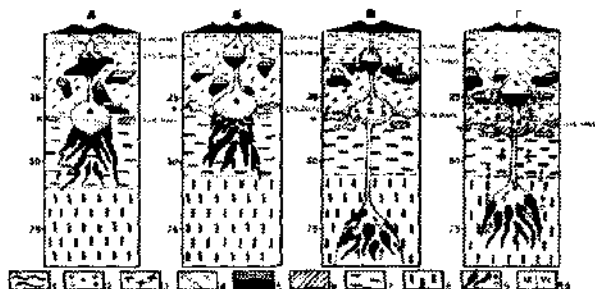
4.21-rasm. Kuril-Kamchatka orollar yoyidagi vulqonik jinslarda nodir elementlarning taqsimlanishi (xondritga nisbatan).

A - toleittli seriya; B - ohak-ishqor kam kaliyli seriya; V - ohak-ishqor o'rtali kaliyli seriya, AB - andezitobazaltlar; A - andezitlar (T.I.Frolova, bo'yicha).

Mantiya mahsuli bo'lgan bazalt tarkibidagi eritmalar atrof-muhit jinslari bilan bo'lgan aloqasi natijasida o'rta (andezit) va nordon magmalar hosil qilishi mumkin. Jarayonning borish sur'ati reaksiyalarda ishtirok etadigan metamorfik jinslar hajmiga bog'liq (F.Osborn, 1966; Dolimov, 1981).

Goho bu reaksiyalar shunday kechadiki, bazalt magmalar asta-sekin andezit tarkibidagi eritmalar bilan o'rin almashadi.

Oroillar yoylari navqiron turidan to'laqonli ensimatik turlarga qarab rivojlanishida magmatik seriyalarning tarkibi ham shu yo'nalishga mos ravishda o'zgarib boradi. Bu o'zgarishlar, birinchi navbatda, nordon (riolit, datsit) jinslarning hajmi, rang-barangligi bilan belgilanadi. Navqiron orol yoylarida nordon jinslar kamyob bo'ladi va deyarli uchramaydi. To'laqonli yoylarda esa, aksincha, nordon jinslar niyahoyatda ko'p va xilma-xildir (4.22-rasm). Ikkinchidan, navqiron yoylardagi vulqonik va magmatik jinslar, asosan, toleitt kimyoviy trendiga mansub, boshqa yoylarda esa ohak-ishqorli yo'nalishida bo'ladi. Bulardan tashqari, to'laqonli yoylarda shoshonit va o'ta ishqorli trendlarga mansub jinslar ham katta ahamiyatga ega.

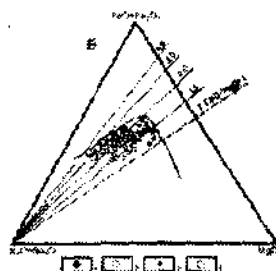


4.22-rasm. Past- (a, b) va yuqorikaliyli (v, g) vulqonlar rivojlanish modeli (Kuril-Kamchatka orollar yoyi (T.I.Frolova bo'yicha).

1 - neogen va to'rtlamchi yotqiziqlar; 2 - «granit» qatlami; 3 - granulitlar, bazitlar, slanetslar; 4 - amfibolitlar; 5 - yer qobig'idagi magmatik o'choqlar va subvulqonik intruziyalar; 6 - magmatik eritmaning qatlamlarga ajralishi va intruziv bazitlar hosil bo'lishi; 7 - mantiya peridotiti (depletlashgan mantiya); 8 - depletlashmagan mantiya; 9 - magmatik eritma va flyuidlar ajralishi; 10 - Moxo chegarasi va chegara tezliklari, g/sm³; A, B - magmatik o'choqlar; (A - yuqoridagi); B - ichki chuqurlikdagi.

Magma hosil qiluvchi o'choqlarining sathiga qarab, vulqonik jinslar ichidagi ksenolitlar ham farqlanadi. Ular ichidagi mantiya ksenolitlari, asosan, ishqorli va o'rta ishqorli jinslardan iborat (shpinelli va plagioklazli lersolitlar, vebsteritlar va verlitlar).

To'laqonli orollar yoylaridagi vulqonik jinslardagi ksenolitlar jinslar tarkibidan kam farq qiladi (gabbrolar, bazaltlar, andezitlar) va ularga nisbatan bir muncha asosliroq bo'ladi (4.23-rasm).



4.23-rasm. Kuril-Kamchatka orollarida vulqonitlar qo'shimchalarning tarkibi (T.E.Jrwin). A - intruziv jinslar (olivin-anortitli). Vulqonlar:

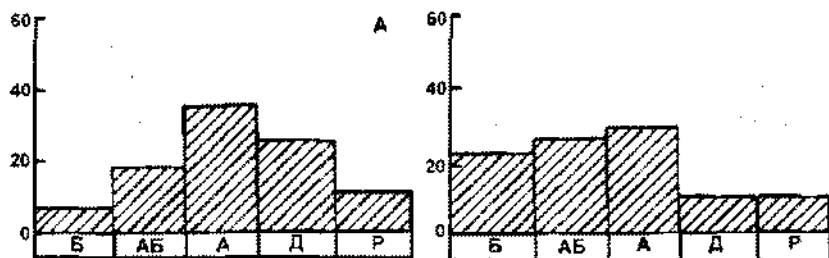
1-Zavaritskiy; 2-Mendeleyev; 3-Ksudach; 4-5,6-ularidagi qo'shimchalar; B-effuziv va gipabissal turdagi qo'shimchalar. 1-2-Bezimyanniy; 3-4-Kazimen.

Vulqon yo'ylaridagi magmatik jarayonlar, qit'alar yer po'stini shakllantiruvchi asosiy geodinamik jarayon hisoblanadi. Bu jarayonning nihoyasi orollar yo'ylarining to'qnashuvi (kolliziya) bilan yakunlanadi va natijada yangi qit'a po'sti paydo bo'ladi.

And turdagi qit'alar faol chekkasi (Sharqiy Tinch okean turi). Bu turdagi faol chekkalar okean va qit'a orolig'idagi yirik tuzilma hisoblanadi. Ularning okean tarafida ham chuqur suvosti novi mavjud bo'lib, shu novdan qit'a ostiga qaratilgan Benoff zonasi boshlanadi. Yuqorida ko'rsatganimizdek, bunday chekkalarni eng yaqqol misoli bo'la oladigan turi - And-Kordilyer tog' tizmalaridir.

Ularning g'arbdan sharqqa qaratilgan ko'ndalang kesmasida avval Peru-Chili chuqur suvosti novi, Sharqiy va G'arbiy Kordilyerlar va Andoldi botig'i ajratiladi. Bu turdagi faol chekkalarning asosiy xususiyatlaridan biri - yer po'stining katta qalinligi (75-80 km), ayniqsa «granit-metamorfik» qatlamning ko'pligi. Shuning uchun ham bunday o'lkalarning magmatik jarayonlari yuqorida ko'rsatilgan orollar yoyi magmatizmidan ancha farq qiladi.

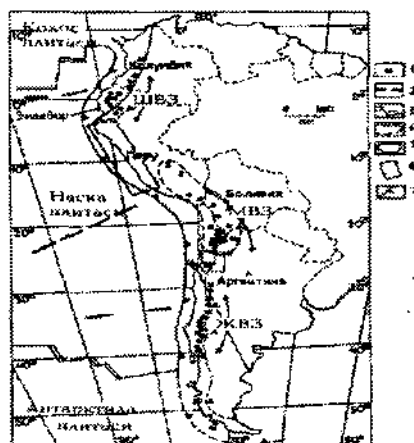
Agar orollar yoyidagi magmatizm mahsulotlarining asosiy qismini, asosli va o'rta jinslar (bazaltlar, andezitlar, gabbrolar) tashkil qilsa, and turidagi faol chekkalaridagi mahsulotlar orasida andezitlar, nordon jinslar (riolit, datsit, granit) hukmron bo'ladi. Bazaltlar esa ancha kam uchraydi (4.24-rasm).



4.24-rasm. Sharqiy Tinch okeani (A) va G'arbiy Tinch okeani (B) turdagi faol chekkalarda vulqonik jinslarning tarqalishi (A.Ewart).

A - andezitlar; B - bazaltlar; AB - andezito-bazaltlar; D - datsitlar;
R - riolitlar.

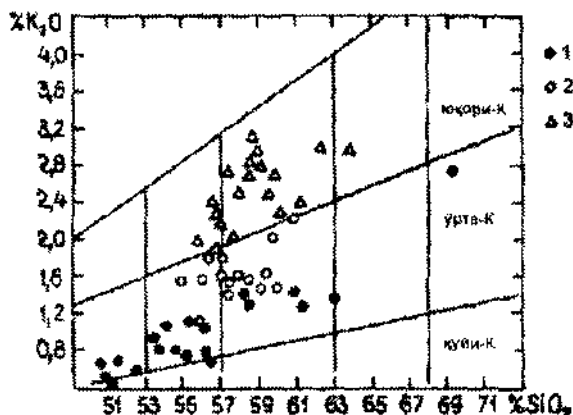
And tog'lari hududida ko'ndalang geoximik zonallik yaqqol ko'zga tashlanadi. Magmatik tik yoyning old qismidan to ichkarisiga qarab, jinslar va ular hosil qilgan magmatik seriyalarda ishqorlar miqdori, ayniqsa K_2O , ko'payib boradi (4.25-rasm).



4.25-rasm. Janubiy Amerika Kordilyer-And tizmasida faol vulqon jarayonlarining taqsimlanishi (R.S.Thore, P.W.Frensis, L.Calladan).
 1 - harakatdagi ohak-ishqorli mahsulot beruvchi vulqonlar, 2 - okean tizmalari va balandliklar, 3 - plita chegaralari, 4 - And tizmasida yer qobig'ining eng qalin hududlari, 5-6 - vulqon jarayon yo'q bo'lgan o'lkalar, 7 - Janubiy Amerika suvosti novi

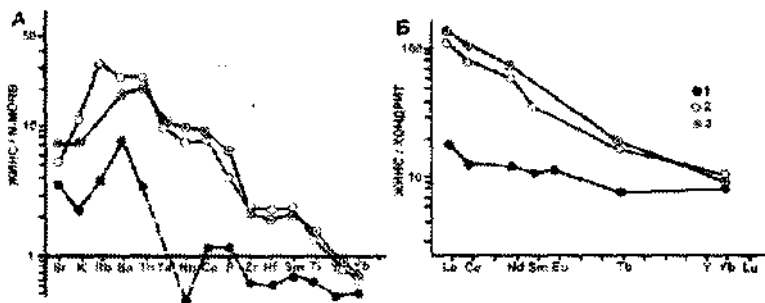
And tizmasi Tinch okean litosferasining Janubiy Amerika qit'asining ostiga so'rilishi (subduksiya) natijasida hosil bo'ladi. Bu tizma paleozoy davridan boshlab har-xil yoshdagi va tuzilishdagi burmalangan o'lkalarni qit'aga kelib qo'shilishi natijasida paydo bo'lgan va shu sababdan, Tinch okeaniga parallel holatga kelgan. Subduksiya jarayonlari uzoq vaqt davom etgan va yer qobig'ining juda katta qalinligiga (50-80 km) olib kelgan. Ushbu jarayonlar bu yerdagi nihoyatda katta And granitoid plutonining paydo bo'lishini ham tushuntira oladi. Yuqorida qayd qilingan ko'ndalang geoximik zonallik ham ushbu subduksiya jarayonlari bilan bevosita bog'liq (4.26-rasm). And tizmasidagi

magmatik jarayonlarning o'ziga xosligi nafaqat ularning uzoq vaqt davom etganligida, balki bu jarayonda yer qobig'ining mahsulotlari faol ishtirok etganda ko'rinadi.



4.26-rasm. And faol chekkalarida ishqoriy elementlarning tarqalishi (R.S.Harmon): 1 - janubiy segment; 2 - shimoliy segment; 3 - markaziy segment

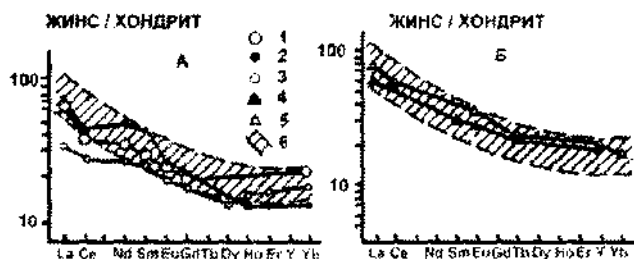
Magmatizm va magmatik seriyalarning tarkibida sodda, tolelt bazaltlarning kam tarqalganligi, ayni bir vaqtda kremniy oksidiga to'yingan jinslarning nihoyatda keng tarqalganligini yer qobig'ining sialik (granit-metamorfik) qismini magmatik jarayonda bevosita faol ishtiroki bilan bog'lash to'g'ri bo'ladi. Bunday SiO₂ga boy andezit va granit eritmalari yer qobig'ida bir necha ustma-ust joylashgan oraliq magmatik o'choqlar hosil qilgan. Ushbu magmatik havzalarda assimilyatsiya va kontaminatsiya jarayonlari bilan bir vaqtda, magmaning differentsiatsiyasi ham rivojlanib borgan. O'z navbatida yer qobig'ining jinslari magmadagi uchuvchan va boshqa ma'dan elementlarning to'planishiga sabab bo'lgan. Nodir va kam'yob mikroelementlarning tarqalishi shuni ko'rsatadiki, yer qobig'i va yuqori mantiyadagi magmatik o'choqlar nodir elementlarga to'yingan mantiyaning (granatli va shpinelli lersolitlarni) qisman erishi hisobiga shakllanadi.



4.27-rasm. And vulqonik mintuqasidagi bazalt va andezitlarda mikroelementlarning tarqalishi.

A - elementlarning N-MORW ga nisbatan miqdori (J.A.Rearce);

B - elementlarning xondritga nisbatan miqdori (R.S.Thorpe, P.W.Fransis, L.O'Callaghan). 1 - Janubiy segment bazaltlari; 2,3 - Markaziy segment ishqoriy bazaltlari va andezitobazaltlari



4.28-rasm. Nodir elementlarning Killepek va Korall orollarida tarqalishi (xondritga nisbatan).

Shunday qilib, And turidagi faol chekkalar magmatik jarayonlarning asosiy xossalari quyidagilardan iborat. Birinchidan, ular tarkibida sodda toleit bazalt kam uchraydi, aksincha, bu yerdagi asosli jinslar yuqori glinozemli turga mansub. Ikkinchidan, bu turdagi hududlarda, asosan SiO_2 , K_2O , Na_2O ga boy bo'lgan magmatik seriyalar katta ahamiyatga ega. Yuqorida ko'rsatganimizdek, buning sababi hosil bo'lgan magmatik eritmalar yer qobig'i jinslari bilan faol munosabatda bo'ladi, o'zaro murakkab reaksiyalarga kiradi va yirik nordon (granitoid) plutonlar hosil qiladi. Hosil bo'layotgan nordon magmalarning kattahajmi, yer qobig'ining burmalanishi natijasida yoriqlarining bekilishi, ularni

uzoq vaqt saqlanib qolishiga sabab bo'ladi va dunyodagi eng yirik va bahaybat plutonlar hosil qilishiga olibkeladi.

4.7. Yoyorti riftogenezi va spreading hududlardagi magmatik jarayonlar

Vulqonik mintaqalar va qit'alar o'rtasida yoy orti havzalari joylashgan. Ulardagi issiqlik va magmatik jarayonlarning kelib chiqishi litosferadagi va asteno-sferadagi ko'tarilayotgan plyumlar bilan bog'liq. Bunday yoy orti havzalarining misoli sifatida Oxota, Yapon va Filippin dengizlarini ko'rsatish mumkin. Ushbu havzalardagi magmatik jarayonlar har xil chuqurlikda joylashgan magma o'choqlari bilan bog'liq.

4.8. Kollizion magmatizm (to'qnashuv bilan bog'liq magmatik jarayonlar)

Bu turdagi magmatik jarayonlar qit'alar, orollar yoylari bir-biri bilan to'qnashuvida, okean litosferasi ularning tagiga yutilib borayotganda sodir bo'ladi. Misol tariqasida qit'alararo, qit'a chekkalaridagi burmalangan o'lkalarni ko'rsatish mumkin. Bu o'lkalar o'tmish okeanlarining bekilishi natijasida, orollar yoylarining, terreynlarning qit'alarga kelib qo'shilishida paydo bo'ladi (Ural tizmasi, Tiyon-Shon, Himoloy-Alp burmalangan o'lkalari).

Bunday o'lkalardagi magmatik jarayonlarning asosiy xususiyati - ulardagi nihoyatda keng tarqalgan xilma-xil granitoidlardir. Granitoid plutonlar yer qobig'ining yuqori qismi erishi natijasida hosil bo'ladi. Asosiy qonuniyat shundan iboratki, dastlab bir qator gneys va granit gumbazlar shakllanadi, so'ngra ular bir-biri bilan qo'shilib yirik plutonlarga aylanadi. Burmalangan o'lkalardagi granitlarning kelib chiqishi juda og'ir va murakkab muammo sifatida qolib kelayapti va magmatik jarayonlarni o'rganishda asosiy ahamiyatga ega.

Tadqiqotlar shuni ko'rsatadiki, burmalangan o'lkalar granitoidlarini ikki yirik guruhga ajratish mumkin. Bular

F.Anderson, Dj.Kennedi, Uayt va Chappel tomonidan S va Igranitlar deb ataladi. S-granitlar cho'kindi jinslar hisobiga paydo bo'lgan deb taxmin qilinadi. Igranitlar esa bazalt eritmalarining differensiatsiyasi natijasida hosil bo'ladi. S-granitlar, ko'pincha, yer qobig'ida metamorfik, cho'kindi jinslarning erish natijasida dunyoga keladi va shuning uchun ham ularning ko'p xususiyatlarini saqlab qoladi (masalan, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nisbati 0,708-0,710 ga teng). Bunday granitlar yirik plutonlar, massivlar va minglab kilometr ga cho'zilgan mintaqalar hosil qiladi (Janubiy Tiyon-Shon), ammo o'zining vulqonik muqobillariga ega emas. (T.N.Dolimov, 1971, 1981) Igranitlar, ko'pincha mantiyaning yuqori qismi erib borishi, bazaltlarning differensiatsiyaga uchrashi natijasida hosil bo'ladi (masalan, Chotqol-Qurama tog'lari, Mugodjar tizmasi). Bu turdagi granitoidlar deyarli hamma o'lkalarda o'z vulqonik muqobillariga ega va ular bilan irsiy bog'langan (D.S.Shteynberg, Dolimov, 1981).

Kollizion (to'qnashuv) o'lkalarda ularni bir-biridan ajratish ancha mushkul masala hisoblanadi.

Ma'lumki, kollizion magmatik jarayonlar yangi yer qobig'ining shakllanishini yakunlaydi va bu o'lkalar geologik tuzilishini murakkablashtiradi.

4.9. Qit'alardagi plitaichi magmatik jarayonlari

Plitaichi magmatik jarayonlari yuqorida ko'rsatilgan granitoid plutonlar tizimi shakllangandan so'ng, bevosita mantiyadan kelayotgan konvektiv oqimlar natijasida hosil bo'ladi. Ularning eng asosiy xususiyatlari shundaki – ular xilma-xil joylarda (platforma, qalqonlar, qadimgi burmalangan o'lkalarda) namoyon bo'lishi mumkin. Ikkinchidan, bu turdagi magmatik jarayonlar ko'pincha asos, o'ta asos va ishqor jinslardan tashkil topgan. Nordon jinslar, ayniqsa, granitoidli plutonlar, deyarli uchramaydi, yoki juda kam uchraydi.

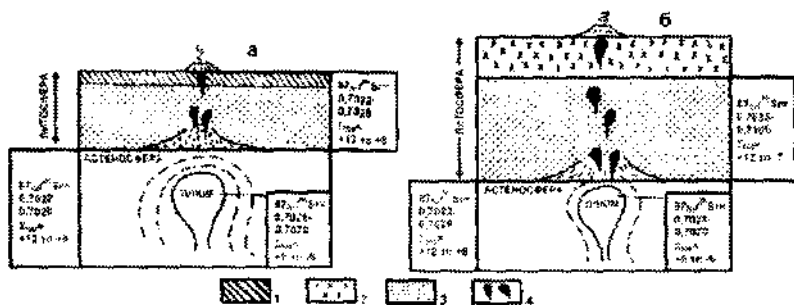
Ularni hosil qiladigan magmatik o'choqlar mantiyaning yuqori qismidan to yadro chegarasigacha joylashishi mumkin. Va nihoyat, uchinchidan, bu turdagi magmatik jarayonlar mayda magmatik

jismlar (daykalar, shtoklar, diatremalar) hosil qilib, tarqoq holda uchraydi.

Ularning kelib chiqishi va rivojlanishi masalalarida yechilmagan muammolar hali ko'p.

4.10. Riftogen o'lkalar magmatik jarayonlari

Hosil bo'lish sharoitlariga asoslanib, riftlar orasida ikki bir-biridan ancha farq qiladigan guruh ajratilishi mumkin. Birinchi, kolliziya (to'qnashuv) va tog' hosil bo'lish jarayonlaridan so'ng sodir bo'lgan (postkollizion) riftlar tizimi. Ikkinchisi, platformalar shakllangandan keyin, litosferaning parchalanishi natijasida hosil bo'lgan riftlar. **Postkollizion riftlar** bilan bog'liq bo'lgan magmatik jarayonlar ko'pchilik burmalangan o'lkalarda mavjud. Bu tarqoq daykalar, ularning kamarlarini shakllanishi bilan boshlanadi. Daykalar tarkiban bir necha guruhga ajralishi mumkin, ammo ularning ichida dolerit, diabaz, ishqorli bazaltlar asosiy ahamiyatga ega. Goho bu daykalar tarkibida karbonatitlar ham uchraydi. Misol tariqasida Chotqol-Qurama tog'laridagi perm davri daykalarini, Nurotadagi karbonatitlarni ko'rsatish mumkin. Daykalardan so'ng, bir qator tarqoq, nomos tor riftlar paydo bo'ladi (masalan, Chotqol tizmasidagi Koson rifti). Bunday tarqoq riftlarda o'rta ishqorli bazaltlar, andezitlar keng tarqalgan bo'lib, gabbro, siyenit kabi pluton jinslar kam tarqalgan. Ushbu magmatik seriyalarni hosil qilgan magmatik o'choqlarhar xil chuqurlikda joylashishi mumkin. Ulardagi ksenolitlar, minerallar paragenезisini o'rganish shuni ko'rsatadiki, bu o'choqlar yer qobig'ida, astenosferagacha joylashishi mumkin (4.29-rasm). Oxirgi yillarda plitalar to'qnashuvini o'rganish bir qator hozirgacha ma'lum bo'lmagan yangi ma'lumotlarni berdi. Masalan, okean litosferasi qit'a tagiga so'rilayotgan paytda, ushbu okean litosferasi parchalanib, bo'laklari alohida harakat qila boshlaydi. Natijada «astenosfera darchasi» ochiladi va unda hosil bo'lgan eritmalar yuqoriga, yer yuzasiga chiqish imkoniyatiga ega bo'ladi. O'z navbatida bunday «darchalar» burmalangan o'lkalarda mantiya mahsulotlari uchun yo'l ochadi.



4.29-rasm. Mantiyadagi magmatik o'choqlarda eritmalarining izotop tarkibi (M.Medonald). 1 - okean po'sti; 2 - subokean mantiyasi; 3 - mantiyadan ko'tarilayotgan plyumlar.

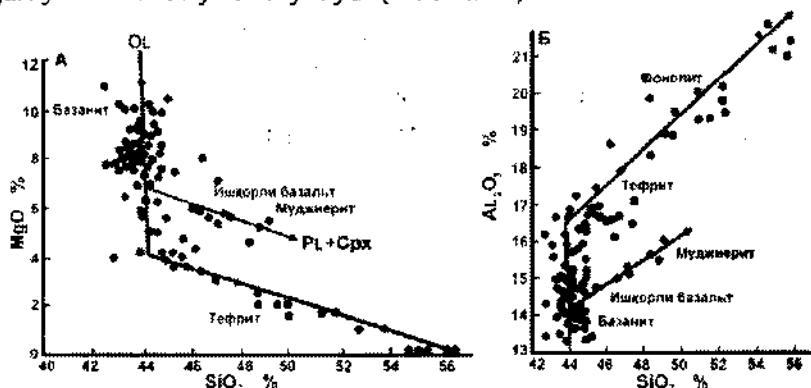
Platformalar shakllangandan so'ng paydo bo'lgan rift tizimlari ham bir qator o'z xususiyatlariga ega. Birinchidan, bunday riftlarda yer qobig'ining umumiy qalinligi atrof-muhitga nisbatan ancha kamayadi (30-35 km), issiqlik oqimlari kuchayadi. O'z navbatida bu xususiyatlar astenosferaning ko'tarilishi bilan bog'liqdir. Bunday ko'tarilmalar astenolit deyiladi. Mantiya astenolitining ko'tarilishi va yer yuzasiga yaqinlashishi yer yuzasida yirik gumbazlar hosil qiladi. Huddi shu davrda litosfera ostidagi jinslarning zichligi pasayadi va bazalt eritmalar yer yuziga chiqishini imkoniyati paydo bo'ladi. Faqat ushbu jarayonlardan so'ng hosil bo'lgan gumbazlar parchalanib rift botiqlari hosil bo'ladi. Botiqlar rivojlanishida vulqonik jarayonlar keng tarqalgan. Vulqon mahsulotlari quyidagi magmatik seriyalarga mansub: ishqorli bazaltlar, karbonatitlar, fonolitlar va traxitlar. Ko'rinib turibdiki, asosan o'ta ishqorli jinslar asosiy rift mahsulotlari bo'la oladi.

Bulardan tashqari, riftogen magnetizmda o'ta asos jinslar ham ishtirok etadi.

Misol tariqasida Baykal, Issiqko'l, Marmar dengizi, Sharqiy Afrika riftlarini ko'rsatish mumkin. Yuqorida ko'rsatilganidek, platformadagi riftlar bilan bog'liq bo'lgan magmatik jarayonlar mantiya astenolitlarining ko'tarilishi va mantiyadan kelayotgan

plyumlar bilan bog'liq. Shuning uchun ham ularning tarkibi asosan o'ta asos ishqorli va asosli jinslardan iborat. Ular tarkibini tiklashda ksenolitlar birdan-bir axborot vositasi hisoblanadi. Ksenolitlar, asosan, granatli va shpinelli lersolitlardan iborat. Ularning erishi o'ta asosli ishqoriy melanefelinitlar paydo bo'lishiga olib keladi. Hosil bo'lgan magmalarning rivojlanishi keyinchalik ishqorli bazaltlar va sodda toleitli bazaltlarni hosil qiladi.

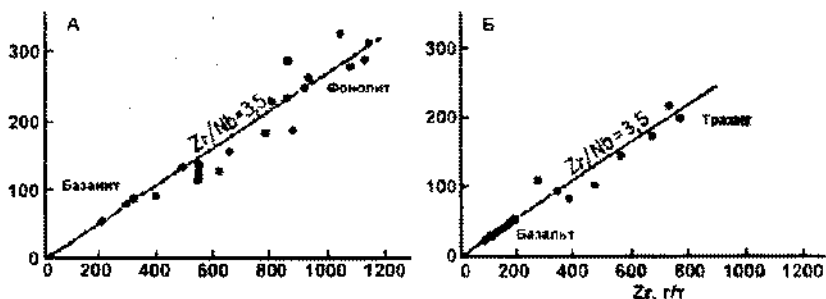
Magmatik jarayonlarni ushbu yo'nalishda rivojlanishi pirovardida litosfera uzilishi va yirik rift cho'kmalari paydo bo'lishiga sabab bo'ladi (masalan, Qizil dengiz rifti). Magmatik jarayonlarning rivojlanishida kristallizatsion differentsiatsiya jarayonlari asosiy rol o'ynaydi (4.30-rasm).



4.30-rasm. Sharqiy Afrika riftlaridagi vulqonik jinslar uchun $MgO-SiO_2$ (A) va $Al_2O_3-SiO_2$ (B) diagrammasi (T.N.Frolova, bo'yicha).

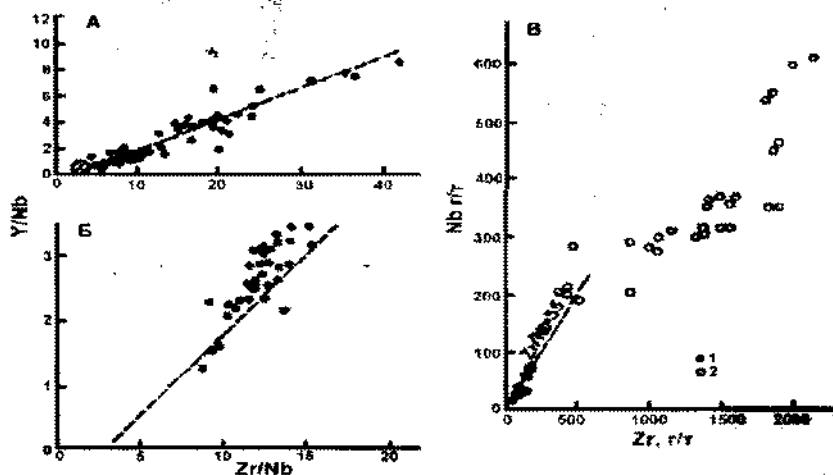
Rasmdan ko'rinib turibdiki, magmatik jarayonlar rivojlanishida kristallizatsion differentsiatsiya yetakchi ahamiyatga ega. Uning yo'nalishi, birinchi navbatda, plagioklaz-olivinlar paragenezisini paydo bo'lishi, so'ngra piroksenlarning paydo bo'lishi bilan belgilanadi.

Har-xil ishqorlikka ega bo'lgan tog' jinslarining o'zaro aloqadorligi va irsiy bog'liqligi 4.31-rasmda Nb va Zr tarqalishi bilan isbotlandi.

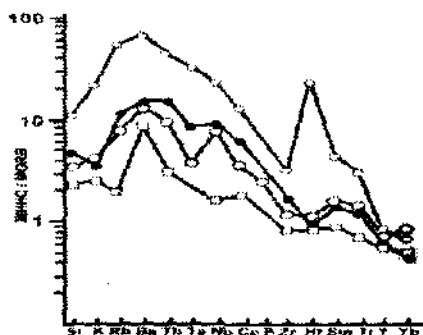


4.31-rasm. Keniya rift tizimida ishqorli bazaltlar (A) va bazalt-fonolit (B) seriyalarida Nb va Zr tarqalishi (P.E.Bacer).

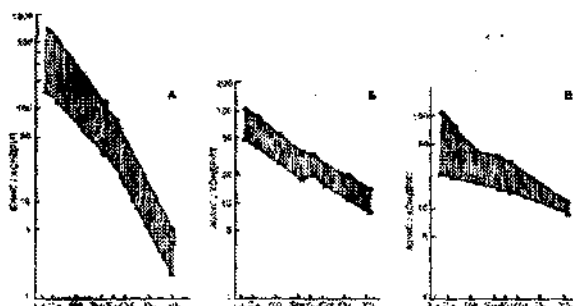
Postkollizion va platformalardagi riftlar tabiatini o'rganishda, ulardagi magmatik jarayonlarni tadqiq etishda bir qator nokogerent elementlar: Rb, Th, Ba, La, Ti, P, Zr, Hf, Ta, Nb - katta ahamiyatga ega. Umumiy qonuniyat shundan iboratki, ularning eng ko'p miqdori kaliyli ishqor jinslarda va o'rta ishqorli, kam ishqorli, toleit seriyalarga o'tgan sari asta kamayib boradi (4.32-4.35-rasmlar).



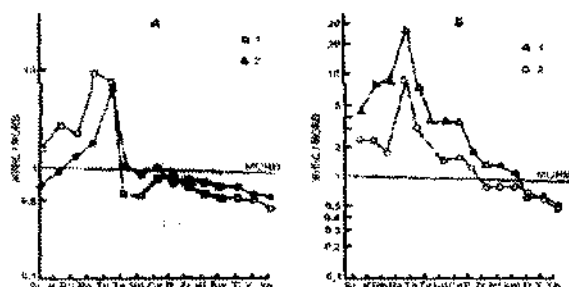
4.32-rasm. Y/Nb va Zr/Nb nisbatining bazaltlarda tarqalishi.



4.33-rasm. Mikroelementlarni N-MORB turidagi bazaltlarda tarqalishi



4.34-rasm. Har-xil ishqorli bazaltlarda elementlarning tarqalishi (T.I.Frolova buyicha). A - o'rtali kaliyli bazaltlar; B, V - o'rtali ishqorli bazaltlar (Sharqiy Afrika, Rio-Grande, Efiopiya riftlari)



4.35-rasm. Mikroelementlarning seriyaviy tarkibi (N-MORB ga nisbatan). A - poydevor jinslari. B-Rio-Grande bazaltlari (T.N.Frolova, J.F.Peuceri). 1-kontaminatsiyaga uchragan jinslar. 2-kontaminatsiyaga uchramagan jinslar

Trapplar va ishqoriy intruziyalar

Platforma riftlarida eng ko'p tarqalgan magmatik seriyalardan biri - bu trapplardir. Trapp - bir qator asosli toleit jinslarning umumlashtirilgan nomi. U o'z ichiga toleitli bazaltlar, doleritlar, traxidoleritlarni oladi.

Trapplarning eng asosiy xususiyati - tarkibi kam ishqorli, temir, magniy va kaltsiyga ancha to'yingan (toleit seriyasi), ancha suyuq magmalardan hosil bo'lganligi. Shu sababdan ular nihoyatda katta maydonlarni egallaydilar. Masalan, faqat Sibir platformasida 1,5-1,7 mln. kv. km maydonni ishg'ol qilgan. Ular Braziliya, Afrika, Hindistonda keng tarqalgan. Trapplar bilan bir qator sillar, daykalar, mayda intruziyalar ham uchraydi.

Platforma riftlarida trapplar ko'pincha ishqoriy bazaltlar bilan birga uchraydi. Ular, asosan, traxibazaltlardan iborat. Plutonik jinslar qatlamlangan gabbro intruzivlari, o'ta asosli halqasimon jinslardan iborat. Ishqoriy intruziv jinslar, asosan, nefelenitlar, karbonatitlardan tashkil topgan.

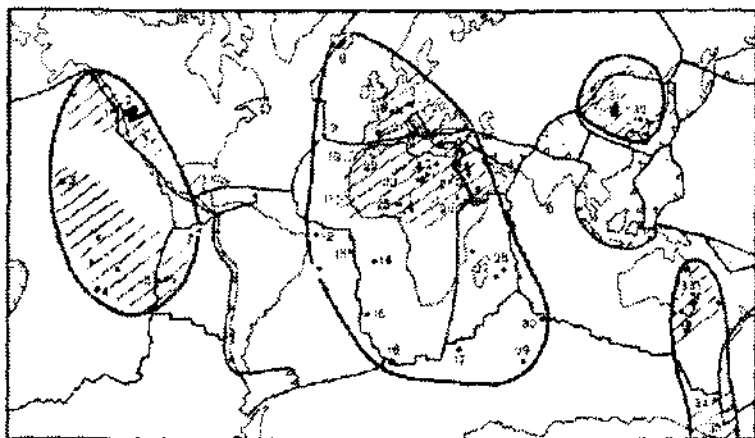
Nihoyat, platforma riftlarida olmosli kimberlit va lamproit seriyalari keng tarqalgan.

Plitaichi magmatik jarayonlarining ba'zi global xususiyatlari

Plitaichi magmatik jarayonlarining asosiy xususiyatlaridan biri shundaki, ular plita chegaralaridagi jarayonlar bilan bog'liq emas. Shu bilan bir vaqtda bu turdagi magmatik jarayon mahsulotlari xilma-xil shakldagi geologik jismlar tashkil qiladi: sillar, shtoklar, daykalar, qoplamalar, gumbazlar, yakka vulqonlar va hokazo. Tektonik jihatdan ham ular okeanlarda, platformalarda, burmalangan o'lkalarda, qit'alarining faol chekkalarida, qalqonlarda joylashishi mumkin.

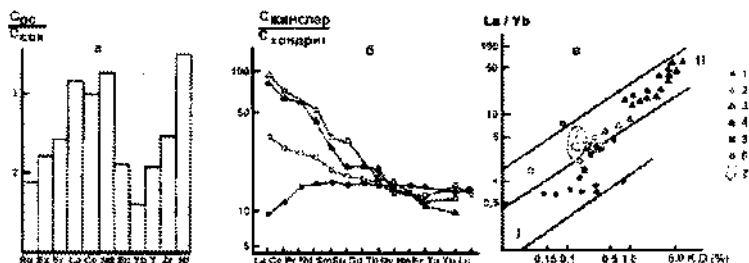
Bu turdagi magmatizmning yana bir xususiyati, u juda katta maydonlarni ishg'ol qilishi mumkin. Plitaichi magmatik jarayonlarni T.Vilson va U.Morgan (1970) mantiyadan ko'tarilayotgan issiqlik oqimlari, plyumlar va astenolitlar bilan

bog'lagan. Ushbu olimlarning fikricha, litosfera plitalari mantiyaning qizigan nuqtasi, yoki maydoni ustidan o'tayotgandagina bunday tarqoq magmatizm paydo bo'la boshlaydi. Hozirgi zamon va yangi davrda (0-15 mln.y.) hosil bo'lgan plitaichi magmatik mahsulotlar tarqalishini L.P.Zonnenshayn ko'rsatib bergan (4.36-rasm). Uning fikricha, Yer sharida bu magmatizm quyidagi yirik viloyatlarni hosil qiladi: Tinch okeani, Afrika, Markaziy Osiyo, Tasmaniya.



4.36-rasm. Yangi davrdagi (15 mln. y.) plitaichi magmatik jarayonlar qayd qilingan o'lkalar (L.P.Zonenshayn, bo'yicha).
Nuqtalar va raqamlar bilan plitaichi magmatik areallar ko'rsatilgan.

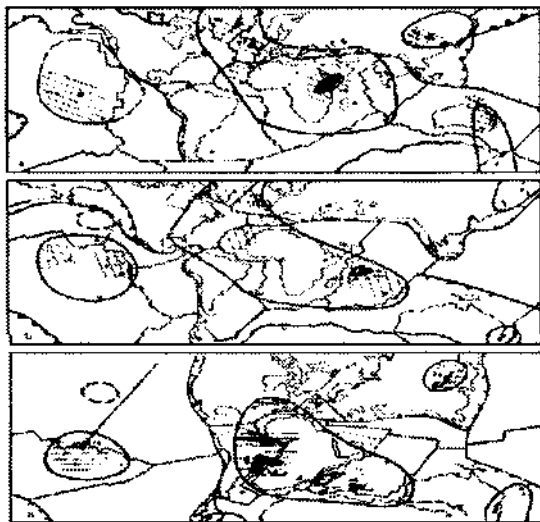
Plitaichi magmatik jarayonlarning bir qator o'ziga xos xususiyatlari borki, ularni qaytadan izohlab o'tishni joiz deb topdik. Birinchisi, yuqorida ko'rsatilgan tarqoqlik (tarqoq riflilar, yakka joylashgan vulqonlar, daykalar va hokazo) bu xususiyat yer qobig'ining qalinligi bilan bog'liq. Ikkinchidan, ular asosan mantiya mahsulotlaridan iborat va mantiya yer yuzasiga ko'tarilishi, plyumlar paydo bo'lishi bilan bog'liq. Uchinchidan, plitaichi magmatik mahsulotlari o'ziga xos geoximik xususiyatlarga, xususan, ishqorlar bilan to'yinganligidir (4.37-rasm).



4.37-rasm. Plitaichi magmatik mahsulotlarning geokimyoviy tavsiflari
(L.P.Zonnenshayn, bo'yicha).

a) N-MORB bazaltlarida (SOX) elementlarning tarqalishi; b) okean orollari: 1-toleitli bazaltlar; 2-orollardagi toleitli bazaltlar; 3-orollardagi ishqoriy bazaltlar; 4-riflar; 5-xondritlar; 6-meteoritlar; 7-Gavayi orollari bazaltlari

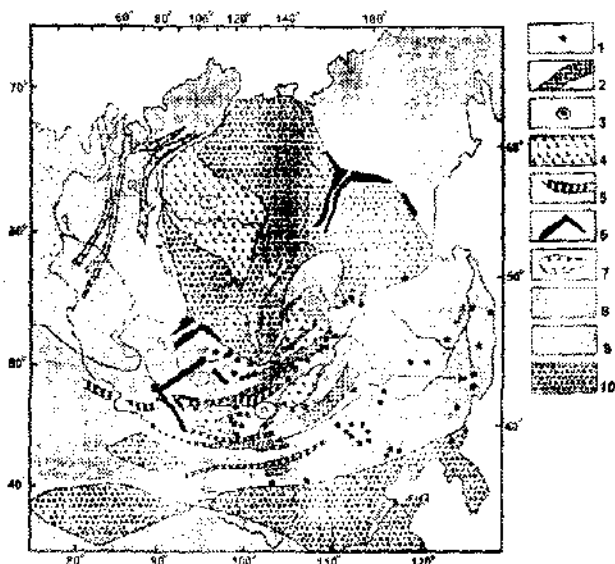
Arxey va paleoproterozoy magmatik jarayonlari



4.38-rasm. Kaynozoy davrida magmatik jarayonlarning tarqalishi
(L.P.Zonnenshayn, M.I.Kuzmin, bo'yicha)

Bu bosqichdagi magmatik jarayonlar keyinchalik (paleozoy, mezozoy) davrlaridagi jarayon-lardan ancha farq qiladi va shuning uchun biz uni tavsiflab o'tishni lozim topdik. Bu davr magmatik

jarayonlarining asosiy xususiyati mantiyaning differentsiatsiyasi juda tez sur'atlar bilan kechganligida, issiqlik maydonlarining o'ta faolligida bo'lsa kerak. Olimlarning fikricha, arxey davridagi issiqlik oqimlari fanerozoyga nisbatan 4-5 marta ortiqroq bo'lishi taxmin qilinadi. Shuning uchun bo'lsa kerak tokembriy boshlaridagi magmatik jarayonlar juda tez va shiddat bilan kechgan. Magmatik mahsulotlar orasida deyarli hamma hozirgacha ma'lum bo'lgan formatsiya va seriyalar mavjud (o'ta asosli turlardan, to nordon turlarigacha). Hozirgi vaqtda arxey-paleoproterozoydagi jarayonlar quyidagi uch ketma-ket bosqichga birlashtiriladi: oy, kulrang gneys va granit - yashil tosh bosqichlari. Ana shu uch bosqichdagi magmatik jarayonlar natijasida yer qobig'ining 80% (granit qatlami) shakllangan. Bu tokembriyda shakllangan to'la qonli qit'a yer qobig'i platformalar, qalqonlar, deyarli barcha burmalangan o'lkalar poydevorida uchraydi.



4.39-rasm. *Sibir platformasida plitachi magmatik maydonlarining tarqalishi (V.V.Yarmolyuk, ho'yicha)*

1 - karnozoy davridagi mahsulotlar; 2 - quyi mezozoy; 3 - mezozoy;
4 - perm; 5 - yuqori paleozoy; 6 - devon; 7 - granit batolitlari; 8 - G'arbiy
Sibir plitasi; 9 - burmalangan o'lkalar; 10 - platformalar.

Oy bosqichi davridagi magmatik jarayonlar to'g'risida ma'lumotlar kam. G.Maruyamaning fikricha bu bosqich mantiyada ancha katta hajmdagi magmatik «havza» tashkil topgan va uning deyarli 70-80% issiqlik oqimi baland bo'lgani uchun erib ketgan. Bu «magmatik havzada» hosil bo'lgan eritma hosilalari eng qadimgi yer qobig'ini tashkil qila boshlagan. Keyinchalik sodir bo'lgan tektonik va magmatik jarayonlar bu bosqich mahsulotlarini deyarli barchasini qayta ishlab, yo'qotib yuborgan bo'lishi mumkin. Ular tarkibini yerdagi eng qadimgi (3-3,5 mlrd.y.) kulrang gneyslarda uchraydigan ksenolitlarga asoslanib tiklash mumkin.

Oydagi eng qadimgi jinslar - bu anortozit va gabbro-anortozitlar. Ularning mutlaq yoshi 4,2 mlrd. yil. Hozirgi vaqtda Avstraliya platformasining poydevoridagi kulrang gneyslardan olingan sirkonning yoshi 4404 mln.y. tashkil qiladi. Ushbu raqamga asoslanib bu bosqich yoshini 4,5-4,6 mlrd. yil desak to'g'ri bo'lar edi.

«Kulrang» gneyslar hosil bo'lgan bosqich ham uncha o'rganilgan emas. Ammo deyarli barcha o'sha davr qit'alarida juda katta hajmdagi kulrang gneyslar paydo bo'lgan. Shunisi ajablanarliki, bu gneyslar tarkiban trond'yemit, plagiogranit, granitlardan iborat. Mana shu juda katta hajmdagi granit eritmalari nimani hisobiga paydo bo'lgani, qanday jarayonlar ushbu granitlar uchun bosh mexanizm bo'lganligi hozirgacha aniq emas.

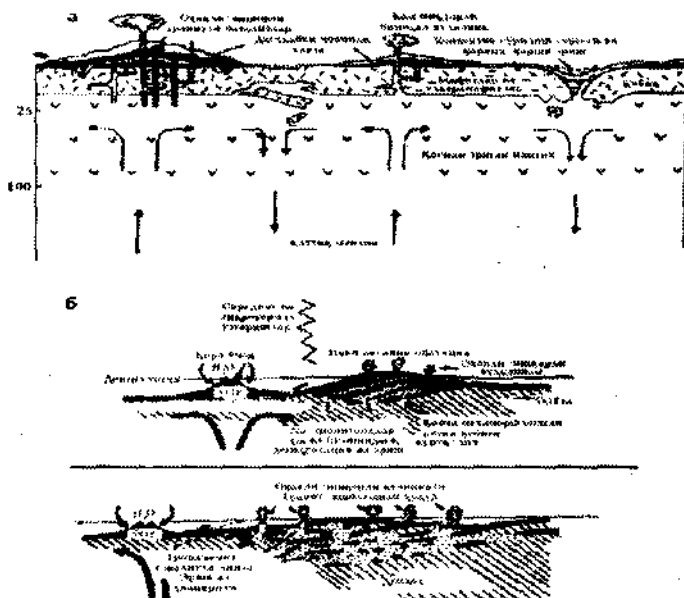
Hozirgi kunda «kulrang» gneyslar, tonalit-trond'yemit-granit seriyalarining kelib chiqishini nazarda tutgan uch model mavjud. Birinchi model mantiyada uchuvchan elementlar bilan to'yingan mantiya plyumlari o'z ustidagi asosli (bazalt-gabbro) qatlamli katta qismini eritgan, hosil bo'lgan magmalar differensiatsiyasi natijasiga xilma-xil tonalitlar va trond'yemitlar dunyoga kelgan. Ikkinchi model arxey davrida hosil bo'lgan okean litosferasini subduksiya jarayonlariga uchrashini nazarda tutadi. Bu modelda ham so'rilish natijasida tonalit-trond'yemit magmalar differensiatsiya natijasida hosil bo'lishi nazarda tutiladi (4.40-rasm). Nihoyat, uchinchi model, ancha qizigan,

serpentinlashgan yer po'stining parchalanishi, bo'laklar to'planishini nazarda tutadi.

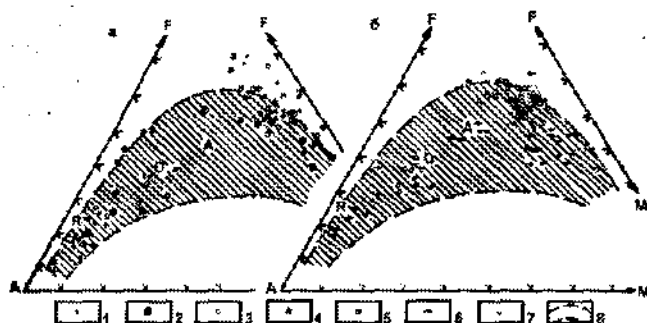
Granit va yashil tosh mintaqalar hosil bo'lish davridagi qit'alarda ikki xil asosiy tuzilmalar keng tarqalgan. Birinchisi - bu gneys-granit gumbazlar, ikkinchisi - ushbu gumbazlarni ajratib turuvchi yashiltosh mintaqalaridir. O'z navbatida bu bosqich yana quyidagi 3-3,8 mlrd.y., 2,6-3,0 mlrd. va 2-2,6 mlrd.y. qisqa davrlarga ajratiladi (4.41-rasm).

1,8 mlrd. yildan boshlab yerning tarixida boshqa, nihoyatda murakkab geodinamik jarayonlar boshlanadi. Harbir eraning boshida riftogenez, ya'ni litosferaning uzilishini kuzatishimiz mumkin. Bu jarayon okean yoki subokean uzilmalarni paydo bo'lishiga olib kelishi mumkin. Arxeydan to paleoproterozoyga qarab, geodinamik jarayonlarning turi, yo'nalishi o'zgarib boradi. Agar arxeyda, asosan, rift hosil bo'lish jarayonlari ustun bo'lsa, proterozoydan boshlab plitalar tektonikasiga mansub o'zgarishlar va mexanizmlar sodir bo'ladi.

Yashil tosh mintaqalar tarkiban bazaltlar, komatiitlar, o'ta asosli jinslardan iborat bo'lib, keyinchalik metamorfizmga uchragan va rang jihatdan (yashil) bir xil bo'lib qolgan. Yashil rang jinslardagi xloritlashish, epidotlashish, slyudalar hosil bo'lishi, prenitlashishi kabi jarayonlar bilan bog'liq. Vulqonik jinslar quyidagi seriyalarni tashkil qiladi: bazalt-komatiit, bazalt va bazalt-riolit. Ularning tarkibi ancha keyin hosil bo'lgan markaziy okean tizimlardagi bazaltlarga juda o'xshash (4.41-rasm).



4.40-rasm. Eng qadimgi yer qobig'i shakllanishining ikki modeli (V.Ye.Xain, bo'yicha): a) subduksiya modeli; b) obduksiya modeli



4.41-rasm. Yashiltosh mintaqalaridagi vulqon jinrlarining AFM diagrammasidagi tarkibi (A.F.Grachev, bo'yicha)

- a) arxey davri uchun: 1-2 - G'arbiy Kareliya; 3-5 - Shimoliy Amerika;
 b) paleoproterozoy davri uchun: 6-7 - Sharqiy Sibir; 8 - hozirgi zamon ohak-ishqor seriyasining maydoni.

Foydalanilgan adabiyotlar

1. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Шпотова Л.В., Кадыров М.Х. Геодинамика Тянь-Шаня / – Ташкент: Университет, 1993. – 207с
2. Далимов Т.Н., Айзенштат В.И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана.- Ташкент: Фан, 1972.- 226 с.
3. Далимов Т.Н. Кислый вулканизм складчатых областей (на примере Срединного и Южного Тянь-Шаня). – Ташкент: Фан, 1981. – 296 с.
4. Dolimov T.N., Troitskiy V.I. Evolyutsion geologiya. “O’qituvchi” NMU, Toshkent, 2007. 368 b.
5. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. В 5 томах. - М.: Мир, 1965, 1966.
6. Йодер Т.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм.- М.: Мир, 1965.-247 с.
7. Классификация и номенклатура магматических горных пород. - М.: Недра, 1981. - 160 с.
8. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. –М.: Недра, 1982. – 414 с.
9. Куно Х. Серии изверженных пород //Химия земной коры.- М.: Наука, 1964.- Т.2. -С. 107-121.
10. Магматические горные породы /в шести томах. Под редакции О.А.Богатикова и др. – М.: Наука, 1983.
11. Макдональд Г.А. Вулканы. - М.: Мир, 1975. – 431 с.
12. Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород /Учебник. Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А. и др., -М.: Логос, 2001.- 768 с.
13. Петрографический словарь //Рыка В., Малишевская А (Варшава). Перевод с польского Л.Л.Гульницкого. –М.: Недра, 1989. -590 с.
14. Саранчина Г.М., Шинкарев Н.Ф. Петрология магматических и метаморфических пород. - Л.: Недра, 1973. - 392 с.

15. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. - М.: Мир, 1974. - 214 с.
16. Ферхуген Дж, Тернер Ф. и др. Земля. Введение в общую геологию / в 2-х томах. - М.: Мир, 1974. 847 с.
17. Формы геологических тел /Терминологический справочник. - М.: Недра, 1977. 246с.
18. Хаин В.Б., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. - М.: МГУ, 1995. 476 с.
19. Хьюджес Ч. Петрология изверженных пород. - М.: Недра, 1988. -320 с.
20. Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. - М.: Мир, 1975. - 511 с.
21. Эволюция изверженных пород //Под ред. Х. Йодера. - М.: Мир, 1983.-528 с.
22. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса //Петрология. – 2003. - 6.-Т.11 – С.556-586.

MUNDARIJA

Muqaddima	3
1-bob. Magmatik jarayonlar	5
1.1. Magma va uning tabiiy xossalari	5
1.2. Magmaning hosil bo'lishi va ko'tarilishi	8
1.3. Differensiatsiya haqida tushuncha	12
1.4. Yakka oqimdagi differensiatsiya jarayoni	13
1.5. Kristallizatsion differensiatsiya	13
1.6. Flyuid-magmatik differensiatsiya	19
1.7. Assimilyatsiya, gibridizm jarayonlari	26
1.8. Mantiyada hosil bo'lgan magmatik jinslarning kelib chiqishi	29
1.9. Mantiya magmalarining hosilalari va kumulatlar	37
1.10. Anortozitlarning kelib chiqishi	38
1.11. Yer po'stidagi jinslarning kelib chiqishi	39
2-bob. Metamorfik jarayonlar	45
2.1. Metamorfizm turlari	45
2.2. Gidratatsiya bilan bog'liq metamorfik jarayonlar	49
2.3. Minerallar paragenezisi va tarkibi haqida tushuncha	50
2.4. Metamorfik jinslarning tuzilishi va tashqi ko'rinishi	52
2.5. Metamorfik tog' jinslarini tasniflash	54
2.6. Metamorfik jinslarning tarkibi	60
3-bob. Metasomatik jarayonlar	73
3.1. Metasomatik jinslar tasnifi	75
3.2. Ishqorli eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar	79
3.3. Neytral va nordon eritmalar bilan muvozanatdagi metasomatitlar	86
4-bob. Magmatik jarayonlar va geodinamika	102
4.1. Magmatik seriyalar	103
4.2. Formatsion tahlilning asosiy tushunchalari	107
4.3. Magmatik formatsiyalar	111
4.4. Geodinamika va magmatik jarayonlar	116
4.5. Okeanlar magmatizmi	117

4.6. Qit'a faol chekkalarining magmatik jarayonlari.....	129
4.7. Yoyorti riftogenezi va spreding hududlaridagi magmatik jarayonlar	141
4.8. Kollizion magmatizm (to'qnashuv bilan bog'liq magmatik jarayonlar).....	141
4.9. Qit'alardagi plitaichi magmatik jarayonlari	142
4.10. Riftogen o'lkalarning magmatik jarayonlari	143
Foydalanilgan adabiyotlar	155

Qayd uchun