

A Kiruna-típusú ércek genetikai újraértékelése

Genetic re-evaluation of Kiruna-type ores

PARÁK Tibor

(14 ábra, 6 táblázat)

Előszó

A svédországi Lappföld több vasércelfordulásának felszíni kibúvási már többszáz éve ismertek. Az első hivatalos szemrevételezésről szóló jelentést a Kiirunavaara–Luossavaara ércelfordulásokról, genetikát is érintő véleménnyel, egy 1875-ben kiküldött "kommissio" tette közzé. A jelentésben a vasércet üledékes eredetűnek tekintették. Ezt követően rövid tanulmányutakra alapozott cikkek jelentek meg a szakmai irodalomban, különböző genetikai értékeléssel. A legfontosabb részletes ásvány-kőzettani és strukturális felvételezést Per GEIJER egy disszertációban jelentette meg 1910-ben. Ebben a munkában GEIJER a Kiruna melletti érceket egy könnyenillókban feldúsult vasérccláva kiömlésének tekintette. Ezt az extrúziós felfogást 1919-ben intrúzióra változtatta és 1931-ben az "apatitos Kiruna-típusú" érceket az intruzív-magmás ércek klasszikus képviselőjének írta le. 1910 után, GEIJER főleg csak a bányamérnökség megfigyeléseire támaszkodva követte a Kiirunavaara–Luossavaara bányászati fejlesztésével kapcsolatos, geológiát is érintő feltárásokat. Maga, mint szakértő, csak időnként látogatott a helyszínre, de számos írásban védte felfogását a következő hat évtized alatt. A bányaművelő Luossavaara–Kiirunavaara részvénytársaságnak (LKAB), a jelenleg legnagyobb svéd bányavállalatnak, 1957-ig nem volt főállású geológusa. Ezért az akkori bányatérképek geológiai kiértékelésre korlátozottan használhatók. Ugyanis abban az időben a térképeken csak az érceket és mellékkőzetüket különböztették meg két színnel, majd később a fekűt, érceket és a fedőt három színnel. Feltehetően sok értékes adat megfigyelése és dokumentálása maradt el. Az első geológust 1957-ben alkalmazta Kirunában a már állami tulajdonba került vállalat és a bányageológiai szolgálatot négy geológus és egy geofizikus alkalmazásával építette ki. 1977-ben az LKAB kb. 50 diplomással és 45 technikussal kutatási vállalatot alapított új ércek felkutatására. Ezt a vállalatot azonban, új állami ásványpolitikát követve, 10 évvel később megszüntették. Jelenleg két főiskolát végzett geológus látja el a geológiai szolgálatot a "világ legnagyobb földalatti bányájánál".

A szerző 1958-tól számítva, a 30 éves lappföldi működéséből, 25 évet az LKAB szolgálatában töltött mint bányageológus, felvételező geológus, főgeológus, mint a vállalat egyik igazgatója, és végül mint tanácsadó. A bányaiparnál töltött időszak alatt a tárgykörhöz tartozó anyagból, 1965-ben Fil. Lic. vizsgát tett (ún. kis doktorátus), 1973-ban doktorált és 1974-ben egyetemi docens címet nyert a Stockholmi Egyetemen, majd ezt követően professzori címet a Luleai Műszaki Egyetemen.

Bevezetés

E dolgozatban a Kiruna-típusú ércekteknek és azok mellékkőzeteinek földtani jellemzőit foglaljuk össze.

A típusnevet tehát az észak-svédországi Kiruna település (1948 óta város) adta, ahol a város peremén fekvő Kiirunavaara telepében jelenleg csak földalatti bányászat folyik. Ettől északra foglal helyet a vetővel elmozdított és már jórészt kibányászott Luossavaara telepe. Kiirunavaara és Luossavaara között kb. 500 m-el egy kis tó alatt a Luossajärvi nevű érctelep művelésére már határozatot hoztak. Az ún. Per Geijer érctelepek (Haukivaara, Rektorn, Henry, Nukutusvaara, Lappmalmen) és még néhány kisebb előfordulás a város északi peremén foglal helyet. Az irodalomban számos kisebb-nagyobb előfordulást sorolnak még ehhez az érctípushoz, egy nagyjából 100 km²-es körzetben. Így, a 650 millió tonnát képviselő Malmberget, 90 km-el Kirunától délre, vagy a 300 millió tonnát képviselő Leveäniemi, 45 km-el Kirunától keletre fekvő telepeit (1. ábra). A következőkben, speciális összefüggésekben, több kisebb, Kiruna-típusúnak ismert érceelőfordulást is megemlítünk. Az érccsoport genetikai tárgyalásánál hiba lenne, ha ezeket az előfordulásokat nem vennénk figyelembe, jóllehet a típus újrazvizsgálásának indoklására, a lényeges adatmennyiséget Kiirunavaara szolgáltatja.

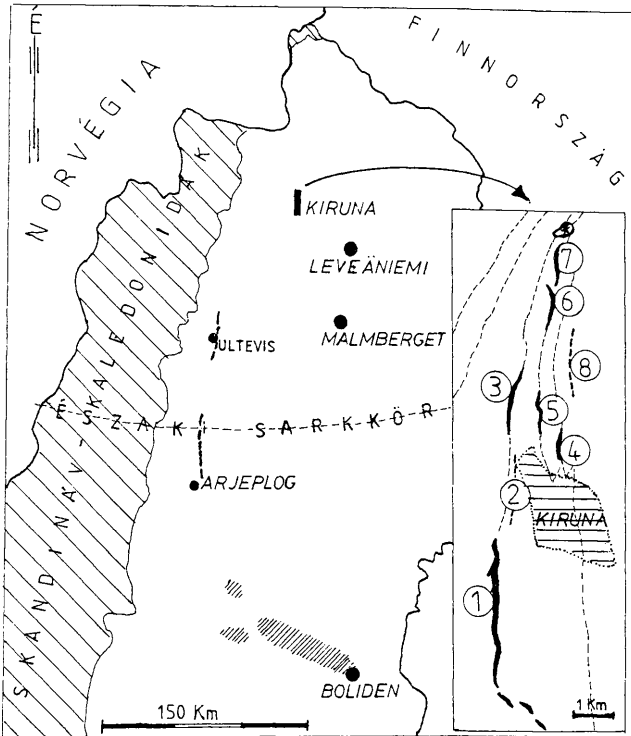
A kirunai érctípusok genezisének átértékelése indokolt. A típusjellemzők nem a Kiruna melletti érctelepekre vonatkoznak. Ebből viszont azt a következtetést lehet levonni, hogy a típusnévadó, nem képviselője a maga típusának.

A kőzetek és ércek áttekintése

A Kiruna-Grönsten (zöldkő) Complexum és Viscaria

Ehhez a csoporthoz sorolt kőzeteknek, a többi, regionálisan előforduló megfelelőiknél áthatóbb spilitesedése adta a helyi elnevezést. A jelenlegi nevet SUNDIUS (1915) vezette be, a korábban használt különböző névhasználatok, mint "Hornblende schiffer", "Diorit", "Natrongrönsten" helyett. A többféle elnevezés is tükrözi a 2–3 km összvastagságú zöldkőkomplexbe csoportosított kőzetek különböző összetételét és kifejlődését. A tulajdonképpeni grönsten többségében andezitos–bazaltos összetételű, gyakran pillowokból egymásrahalmazott rétegekből álló, helyenként klorit–aktinolit felépítésű kőzet, de a Viscariabánya mellett fúrások komatitos zöldkövet (17–18% MgO) is harántoltak. Az összetlen előfordulnak 15–20 m vastagságú lávapakod is, de többségük sokkal vékonyabb. A szkapolitosodás elterjedt átalakulás. A rétegzett kőzetekben gyakran megfigyelhető, hogy a szkapolitosodott rétegek párhuzamosak a bezáró réteg dőlés-csapás helyzetével, vagy más helyeken, a szkapolit mint kenyérhéj veszi körül a pillow-egyedeket. Az effúzivumok között, diabáz intrúziók is előfordulnak, de mennyiségük alárendelt. A fő kőzetalkotók a hornblende, plagioklász, epidot, szkapolit, biotit és klorit. Ritkábban a kalcit, leukoxen, szericit, magnetit, titanomagnetit, apatit, pirit és kvarc. Gyakori az saussuritesedés és a szericitesedés.

A vulkáni effúzivumok, a láva, az agglomerátum és a tufa közé; mészkő, grafitos pala, fillit, márga, kova, réz- és vasércsek települnek. A törmelékes és kémiai üledékek, több szintben is előfordulnak. Ezek a közbetelepülések he-



1. ábra. A szövegben hangsúlyozottan említett ércefordulások elhelyezkedése. 1. Kiirunavaara, 2. Luossajärvi, 3. Luossavaara, 4. Haukivaara, 5. Rektorn, 6. Henry, 7. Nukutusvaara (*Svöjäjärvi), 8. Lappmalmen

Fig. 1. Location map of the referred emphasized ore deposits. 1. Kiirunavaara, 2. Luossajärvi, 3. Luossavaara, 4. Haukivaara, 5. Rektorn, 6. Henry, 7. Nukutusvaara (*Svöjäjärvi), 8. Lappmalmen

lyenként elérik a többszáz méteres vastagságot is. Az alapanyaguk főleg a zöldkőhöz hasonló, finomabb és durvább szemű, agglomerátum vagy breccsa. Ezekben a rétegekben helyenként úgy a kereszt- mint a gradált rétegzettség is megfigyelhető. A többszáz km²-es kiterjedésű zöldkőösszetlet részletes megkutatása csak az iparilag művelt helyeken történt. Ezekben az aránylag kis területeken belül feltárt érdekességek egyelőre nem közölhetők. Így pl. a zöldkő egy réteges kifejlődésében, a fúrómagban, polimikt konglomerátos beagyazásban a lapos kavicsok között, kibúvásban nem ismert, finomszemcsés vörösses homokkő és

egy 30% Fe-t tartalmazó ugyancsak finomszemcsés kőzet kavicsai is előfordultak.

A mészkő általában világoszöld színárnyalatú, gyakran magnetittel, amfibollal és titanittal hintett. Szkarpos, pirittel hintett magnetites ércek több helyen és több szinten is előfordulnak. Vastagságuk a néhány méterestől a 10 méteresig váltakozik. A kőzetek és ércek közötti határok többnyire élesek, de a folyamatos átmenetek sem ritkák. Egy magnetittelepben pl. egy 12 m-es fúrómag vastartalma csak 20% volt, de ezen belül, egy 6 m-es hossz 50% Fe-t tartalmazott. A néhány cm vastagságú jászpilit-jáspilitkvarcit szalagok több szintben és egy helyen a magnetitércben is megfigyelhetők voltak. A jáspilitzalagok a rétegzettséggel párhuzamosak. Néhány zöldkőváltozat kémiai elemzési adatait, az I. táblázat tartalmazza.

A zöldkőkomplexbe települt üledékek tanulmányozására a legjobb lehetőséget a Viscaria-bánya és az ahhoz tartozó feltárások nyújtották. A geológiai osztály 75 évvel a Kiirunavaara-Luossavaara bányák megnyitása után kapott engedélyt, hogy fúrással megvizsgálja a Luossavaarától kb. 2,5 km-el nyugatra fekvő, moréna takarón szétterülő, a réz jelenlétére utaló "Viscaria alpina" virágnak egy többszáz m²-es megjelenési helyét. Már az első fúrás pirrotinos-szفالerites-kalkopirites- és pirités ércesedést tárt fel, ami indokolta a fúrások folytatását. A következő fúrások négy ércesedett szintet (A, B, C, D) hártoltak. A terület felfúrása után az ércvagyonbecslést 1981-ben bányanyitás követte.

Ezek az üledékes eredetű ércelőfordulások a Kiirunavaara-érces szint fekéje alatti képződmények, tehát annál idősebbek, így lényegesen befolyásolták a Kiruna-típusú vasérces genetikai átértékelését. Az érces szinteket, részben vízben felhalmozott vulkáni termékek, részben kémiai úton képződött üledékek veszik körül. Az érchordozó rétegek váltakozva települnek a spilitesedett pillowkból és lávapakokból felépített összletbe. A bányászat a 3,5 km hosszú, 10-20 m vastag és 600 m mélységig megkutatott "A-szintben" folyik. (A kőzetmechanikai problémák azonban veszélyeztetik a bányászati lehetőségeket.) A kalkopirites- és magnetites ércesedés főleg a mészkőhöz és a grafitos palához kötődik. A tömör, szalagos kalkopirit-magnetit előfordul fele-fele arányban is, és a szalagokban egymással váltakozva is. A tufákban hintett

Kiruna zöldkő
Kiruna greenstone

I. táblázat - Table I

%	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	50.4	51.9	40.8	49.1
TiO ₂	0.80	0.72	0.57	0.48
Al ₂ O ₃	15.8	14.1	12.0	13.0
Fe ₂ O ₃	11.71	5.71	1.31	1.46
Fe ₃ O ₄	1.12	9.54	12.44	7.83
MnO	0.24	0.11	0.28	0.19
MgO	7.13	11.6	1.72	12.3
CaO	6.88	1.05	13.9	9.2
BaO	0.06	0.01	0.04	0.02
Na ₂ O	1.70	1.70	4.60	2.9
K ₂ O	2.50	0.66	0.28	0.30
P ₂ O ₅	0.14	0.17	0.08	0.04
V ₂ O ₅	0.15	0.04	0.07	-
F	0.11	0.09	0.01	0.01
Cl	0.06	0.04	0.02	-
CO ₂	0.78	0.67	11.8	0.004
S	0.043	0.002	0.001	0.07
CuO	0.02	0.01	0.01	-
	99.64	98.10	99.92	99.7

1 = Kurravaara, 2 = Syväjärvi, 3 = Syväjärvi,
4 = Ädnamvaara

Viscaria, A-szint
Viscaria, A-horizon

II. táblázat– Table II

%	1.	2.	3.	4.
Cu	3.49	9.87	8.40	5.78
Fe	48.4	37.3	39.4	40.9
P ₂ O ₅	0.99	2.45	0.62	0.59

1–4 = folyamatos 4x1 m fúrómag

1–4 = continuous drill hole sections of 4x1 m

jellemzésére, a II. táblázatban, az A-szintből, egy négyméteres fúrómag elemzési adatait közöljük. Az eddigi kutatások legmagasabb Ag-értéke 50 ppm. A Viscaria telepeiben előforduló ércek Ba-tartalma, helyenként figyelemreméltó. Egy magnetitércre közvetlenül települő kalkopiritben 2230 ppm volt a BaO-tartalom és egy másik kalkopiritben, 9,26% Cu tartalom mellett, 8055 ppm BaO-t mutattak ki. Egyes tufákban és a magnetittel hintett mészkőben, a mangán is megjelenik. A legmagasabb értéket abban a tufában mutatta ki az elemzés, ahol a MnO tartalom 3% volt.

Az A-szinttől kb. 200 m-re nyugatra, egy 3 km hosszú és 120–200 m vastag, részben ércesedett, vulkáni és kémiai eredetű üledékeknek a zöldkőpadok közé való betelepülését nevezik "B-szint"-nek. Ennek a betelepülésnek az alsó részét, tufás képződmények uralják. A rétegsorban a tufa felfelé, grafitos–tufás átmenettel, mindinkább grafitpalává alakul át. A betelepülés követi a bezáró lávapedok dőlés-csapás helyzetét. Több, párhuzamosan fekvő érces szint is fellép ebben az összletben. Ezek közül az alsó ércesedés mészkő és tűzkő társaságában fordul elő. A két telep ércvagyonának becslésénél az 5 m-nél kisebb vastagságú ércesedést nem számították be a kitermelhető mennyiségbe (0,6 %Cu cat off), így az ércvagyon 8,6 millió tonnára becsülték, az egyik telepben 1,4% és a másikban 1,57% Cu-átlagokkal. A legmélyebb fúrás 400 m mélységben harántolta a szint ércesedett telepét. A legfontosabb ásvány itt is, mint az A-szintben, a kalkopirit. Ebben a szintben is előfordul szalagos, hintett és eres ércesedés. A magnetit, részben mint tömör telep, részben mint vékony, zsinóros és hintett ércesedés fordul elő. A fúrások helyenként pirrittel, pirrittal és szfalerittal hintett és erezett teleprészeket is harántoltak.

A "D-szint" magnetit telepe (20–50% Fe) kb. 1000 m-es hosszúságban és 15–30 m-es vastagságban képezi a legelső Viscaria-ércesedést. Maga a magnetittelep kalcit–tremolit–aktinolit–klorit–talk "matrixba" van ágyazva. A vasércben 1% Cu, a karbonátos kőzetben pedig 2–24% SiO₂ tartalom mutatható ki.

Pahtohavare: 9 km-el Kirunától délre, a Viscaria ércelőforduláshoz hasonlóan, zöldkőbe települt tufa, grafitospala és erősen kovásodott breccsás környezetben négy érces, kalkopiritdús telepet tártak fel a fúrások. A felső 100–150 m-ben, jelentős az azurit–malachit jelenléte. Itt a Viscariától eltérően, fontos szerepet játszik az epigenetikus réz és aranytartalom. Az izoklinális redőkben fellépő, deformálódott érces telepek átlagai a következők a) 2,1% Cu, 1,2 ppm Au, b) 3,1% Cu, 0,9 ppm Au, c) 3,7% Cu, 4,4 ppm Au, d) 2,7% Cu, 0 ppm Au.

vagy eres eloszlású, szulfidos és oxidos ércásványok, helyenként művelésre érdemes feldúsulást is elérnek. Szfalerit ugyan megjelenik a felszínhez közeli szinteken, de a fúrások, a mélység felé lényegesen megnövekedett Zn mennyiségről tanúskodnak. Amíg a felszínhez közeli legmagasabb érték ritkán éri el a 4%-ot, a mélyfúrásokban, a grafitos tufa 1 m-es fúrómagban 16,2% Zn-t tartalmazott. Az ércesedés kémiai minőségének

A Kurravaara konglomerátum

A zöldkőösszletre az ún. Kurravaara konglomerátum települ. (Kurravaara, egy kis település Kirunától északra) A konglomerátumra jellemző, hogy a jól lekoptatott görgetegekből és kavicsokból felépített rétegek közé, több szintben is, homokos-kavicsmentes, helyenként keresztretegzett padok települnek. A konglomerátum összlet vastagsága változó. Luossavaarától nyugatra kb. 3–400 méter, Kirunától nyugatra nem ismert, míg Luossavaarától északra és Kirunától délnyugatra, eléri a 700 m-es vastagságot. A vastagság pontos megítélését Kirunától északra megnehezíti, hogy a kibúvások közötti távolság nagy és morénával fedett, ami változó települést vagy tektonikai zavargásokat is takarhat. A szerző Kirunától délnyugatra tárta fel a közethatárt (PARÁK 1971), ahol a zöldkő és konglomerátum között, a 30°-os a diszkordancia. A konglomerátum főleg a zöldkőből és porfíros kőzetekből épül fel.

SUNDIUS (1915) említést tett, "apatitos–magnetitérc-kavicsok" jelenlétéről a többi kavics között. Ezek a kavicsok évtizedeken keresztül éles vitákra adtak okot mert apatitos–magnetitérc csak a fiatalabb porfíros kőzetekből volt ismert. Az apatitos–magnetitérc-kavicsokat felhasználták a rétegsor-besorolási vitákban, de nem vették közelebbi vizsgálat alá. E sorok szerzője 10 db ilyen vitát okozó kavicsot preparált ki és vizsgált meg. Az eredmény meglepő, de mind a tíz kavicsra érvényes volt. Apatit ugyan előfordult ezekben a kavicsokban, hasonlóan mint a többi zöldkő összlet magnetitérceiben, de az apatitnak vélt világosszürke szalagok albitos összetételűnek bizonyultak. A nyomelemvizsgálat is kizárta a magnetit kavicsoknak a korábban feltételezett, Kiruna-típusú ércekhez való tartozását. A konglomerátumban fellépő porfírkavicsok jelenlétét pedig a Kirunától nyugatra mélyített fúrásokkal harántolt zöldkőbe települt porfírokkal lehet megmagyarázni. FORSELL (1987), a Kiruna-körzet sztratigráfiáját tárgyaló munkájában, a Kurravaara konglomerátumot, mind a zöldkőnél, mind a porfíroknál fiatalabb képződménynek tekinti.

A Kiruna porfírok

A Kiruna-környéki porfíros kőzeteket *szenitporfír* és *kvarcporfír* néven ismerik. A szakirodalom egy része ugyanezeket a kőzeteket keratofírnak és kvarc keratofírnak írja le. Átmenetek a két típus között előfordulnak. A metamorfizált, átkristályosodott változatot pl. Malmberget érctelepeinek leggyakoribb mellékkőzetét *leptit*-nek nevezik. (A leptit elnevezés korábban nem zárta ki az üledékes eredetet.) A Kirunai rétegsorban szenitporfír néven foglalják össze a Kiiruna-vaara–Luossajärvi–Luossavaara érces szint fekkőzeteit, míg a kvarcporfír képviseli ennek a szintnek a fedőjét, ami egyúttal, a Per Geijer érctelepek fekjét is képezi. A kirunai rétegsor (szenitporfír–érchorizont–kvarcporfír–érchorizont–U Hauki komplex) csak részben egyezik a Kirunától távolabbi helyeken előforduló, Kiruna-típusnak ismert érctelepek rétegsorával. A szenitporfírok általában lávajelleget mutatnak (pl. mandulaköves kifejlődés), míg a kvarcporfírok

közelebb állnak az ignimbritekhez. Mindkét típusnak hatalmas a kiterjedése, de a kvarcporfír kisebb mennyiségű. A porfíros összleteket, kisebb-nagyobb törmelékes és kémiai üledékek közbetelepülései kísérik.

A különböző porfírok kémiai elemzési adatai a III. táblázatban találhatók.

A *szenitporfír*: a porfíros kőzetek csoportjában a szenitporfírnak az alkáli-földpát, a színes elegyrészek és legfeljebb 5% SiO₂ az alapjellemezője. Ha az albit a domináló, úgy az *albitofír* elnevezést használják, míg a kvarcmentes változatot *bázikus szenitporfír*-nak nevezik. A magnetitben nagyon gazdag változatnak *magnetit szenitporfír* a neve. Ebben a változatban a fő komponensek a magnetit és az albit. A mandulaköves változatban, a *mandelsten*-ben, a mandulákat magnetit, titán, földpát, apatit, ritkábban hornblende (aktinolit) tölti ki. A Kiirunavaara érctelep fekéjében a mandulaköves és porfíros padok váltakozva lépnek fel. Ezek között a padok között, helyenként 2 m-es vastagságot is elérő, rétegzett tufabeágyazások fordulnak elő. Ilyen, a Kiirunavaara északi

Kirunaporfírok
Kiruna porphyries

III. táblázat – Table III

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	42.2	38.2	60.0	60.8	67.42	69.3	68.2	71.6
TiO ₂	0.63	0.55	0.62	1.12	0.35	0.42	0.20	0.30
Al ₂ O ₃	11.7	10.3	17.3	16.4	13.49	14.2	13.2	14.8
Fe ₂ O ₃	6.63	1.77	0.74	1.42	3.50	3.00	6.96	1.33
Fe ₃ O ₄	28.65	34.95	3.44	3.44	2.49	1.45	-	1.45
MnO	0.01	0.05	0.02	0.02	0.06	0.01	0.10	0.02
MgO	1.56	4.14	1.99	2.25	1.70	0.25	1.49	0.47
CaO	1.01	1.60	3.16	3.10	1.55	0.20	1.88	0.38
BaO	0.02	-	-	0.01	0.04	0.01	0.05	0.04
Na ₂ O ₃	5.90	4.60	8.52	8.20	5.51	4.60	0.38	5.03
K ₂ O	0.44	2.02	1.05	0.46	2.91	5.80	5.77	3.22
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.53	0.53	0.04	0.10	0.11	0.05
V ₂ O ₅	0.12	0.12	-	-	-	-	-	-
F	0.09	-	-	0.19	0.07	0.25	0.05	0.01
Cl	0.02	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	0.33	1.10	2.00	1.34	0.80	0.25	1.48	0.85
S	0.011	0.006	0.007	0.003	0.26	0.032	0.001	0.004
CuO	0.02	0.01	0.01	0.03	-	0.01	0.01	0.01
Σ	99.42	99.48	99.37	99.30	100.1	99.62	99.87	99.56

1 = Magnetit szenitporfír, Syvjäarvi – *Magnetite syenite porphyry, Syvjäarvi*

2 = Magnetit szenitporfír, Syvjäarvi – *Magnetite syenite porphyry, Syvjäarvi*

3 = Mandulaköves porfír, Syvjäarvi – *Nodular syenite porphyry, Syvjäarvi*

4 = Mandulaköves porfír, Syvjäarvi – *Nodular syenite porphyry, Syvjäarvi*

5 = Kvarcporfír, 25 elemzés átlaga – *Quartz-bearing porphyry, average of 25 analyses,*

6 = Kvarcporfír, Henry – *Quartz-bearing porphyry, Henry*

7 = Kvarcporfír, Kurravaara – *Quartz-bearing porphyry, Kurravaara*

8 = Kvarcporfír, Hoppuka – *Quartz-bearing porphyry, Hoppuka*

részen előforduló tufabeágyazás, mely pirittel gazdagon hintett. A feküösszlet porfirós-mandulaköves-tufás rétegei 30–35°-os diszkordanciát mutatnak az érc-telep fekühatárával. A fekühatáron, két előfordulásban, "pszeudokonglomerátot" tárt fel a külfejtés, amelyben a görgetegek és kavicsok, mind a porfirós, mind a mandulaköves kőzetváltozatokat képviselik. A görgetegek és kavicsok nem mutatnak szegélyátalakulást. A pszeudokonglomerátum kiterjedéséről nincs pontos képünk a nehéz hozzáférhetőség miatt, de az egyik előfordulás, 30 m hosszú és 8–10 m széles területen dokumentálható volt. A görgetegek nagyobbja 0,5 m átmérőjű. A két kőzettípus keveredett, de gyengén, méret szerint osztályozott (2. ábra). A cementáló matrix finomszemcsés, tömör magnetit, helyenként kalcit, szkarn-szilikát és apatit aggregátumot tartalmaz.

Mind a diszkordáns település, mind a pszeudokonglomerátum fontos jelenségek a Kiruna-típusú ércek genetikájának értékelésénél, mert a korábbi elmélettel szemben a feküközetnek az ércképződés előtti erodálódását bizonyítják.

A Kiirunavaara feküjébe mélyített fúrások, az érckontaktustól 70 m-re kiterjedő, piritesedett zónát tártak fel. Ebben a zónában helyenként a porfirpadokkal párhuzamosan szkarnos, többméteres magnetitlencsék is fellépnek. A fekü kontaktus közelében a szienitporfír töredezett és szkarnosodott. A fekü kontaktusnál albitit is megfigyelhető.

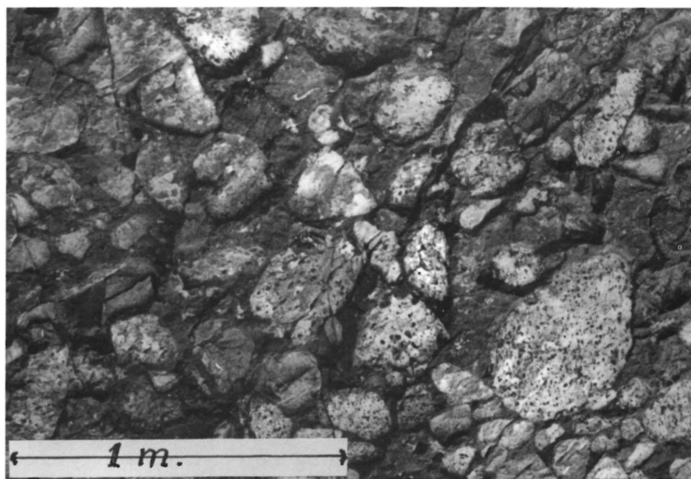
A szienitporfirós összlet, Kiruna magasságában, kb. 3,5 km vastag, de észak felé elkeskenyedik és Kirunától kb. 6 km-re északra a felszínen kiékelődik a Kurraavaara konglomerátum és az ún. Undre Hauki kőzetek között.

Szienit: Kiirunavaara érctelepétől nyugatra a szienitporfirós területek központi részét tömeges, irányítatlan szövetű, mélységi jellegű, szienitnek nevezett kőzet foglalja el. A szienitporfír és a szienit között az átmenet folyamatos. Korábban ezt a kőzetet tekintették a szienitporfír feküjének. A fúrások során azonban bebizonyosodott, hogy a szienit minden oldalról szienitporfirós kőzetekkel van körülvéve. A különbség a szienitporfír és a szienit között szöveti és nem kémiai.

A Viscaria megkutatása során, a szienitporfír és a zöldkő határánál, a fúrások egy Lina-típusúnak ismert gránitot harántoltak. A gránit rétegtani besorolása, a hiányos megkutatottság miatt nem tisztázott.

Kvarcporfír: ez az általában vöröses-világosszürke színárnyalatú kőzettípus, változatos kifejlődésben terjedt el, még a Kirunától távoli területeken is. A fekü szienitporfírájától eltérően nem mutat tipikus lávapados kifejlődést. A porfirós szövet egyes helyeken sűrűn hintett fenokristályos, másutt ezektől mentes. Az alapszövet mikropoikilites, összetételében kvarcot, mikroklint, kisebb mennyiségekben magnetitet, hematitot, leukoxent, biotitot, kloritot, muszkovitot, apatitot és még alárendeltebben cirkont, kalcitot és turmalint tartalmaz. A fenokristályokat leginkább albitos plagioklász, mikroklin, ritkábban kvarc alkotja. A kvarcporfír gyakran ignimbrites kifejlődésű.

A kvarcporfírban előfordulnak agglomerátum, konglomerátum és vasérc betelepülések, valamint több dm-es nagyságot is kitevő vasérc- és kőzetszemcsék. A betelepülések különböző szinteken fordulnak elő, ami a vulkáni tevékenység



2. ábra. "Pseudokonglomerat" a Kiirunavaara érctelep fekü kontaktusánál

Fig. 2. "Pseudoconglomerate" in a footwall contact in Kiirunavaara

hevesebb és nyugodtabb periódusait bizonyítja. Az üde, porfirós megjelenés mellett előfordulnak szericitesedett, kovásodott és karbonátosodott területek is. A Kiirunavaara érctelepe és a fedőkőzet határánál rövid szakaszon kaolino-sodás figyelhető meg. A kvarcporfír legfelsőbb métereiben, több szakaszon előfordul hematit- és kvarcerezettség, közbetelepült vasérclecsékkal.

Az agglomerátum olykor konglomerátum jellegű. A durva törmelék anyagot, néha méreetszerinti elrendezésben, főleg szienitporfír, kvarcporfír és magnetit-szienitporfír képezi, de előfordul martitosodott magnetit is. Ezekben a kifejlődésekben, a finom matrix, alárendelt mennyiségű. Az agglomerátumban olyan ásvány- és közetszemcsék is előfordulnak, amelyek, a mai ismereteink szerint, a kvarcporfírra települt Undre Hauki közetcsoporthoz tartoznak, pl. a kvarcspekularit, a kvarc-magnetit, martitosodott magnetit és malachit.

A Luossavaara érctelepének fedőjében egy vágat 30 m vastag polimikt konglomerátumot harántolt. Lehetséges, hogy ez a konglomerátum szélesebb, de az omladék miatt lehetetlen az érckontaktushoz közelebb eső részek szemrevételezése. A konglomerátum anyagában a jól legömbölyített görgetegeket és kavicsokat szienitporfír, kvarcporfír, magnetit szienitporfír, magnetitérc, egy lepititre emlékeztető, fakultszegélyes finomszemcsés kőzet és kvarc teszi ki. Az egyes görgetegek 0,5 m-es átmérőjűek. A legnagyobb magnetitérc 70 x 30 cm

nagyágú. Szegletes törmelék, csak alárendelten lép fel. A konglomerátum matrixa finomszemcsés leptitre emlékeztet.

Nukutusvaara fekjében, néhány négyzetméteres felületen, radioaktivitást lehet kimutatni. Itt egy fúrómagban, egy lemezes szerkezeten belül, 3000 ppm tóriumot mutatott ki a kémiai elemzés. A Per Geijer értelepek fekjében, az érckontaktushoz közeli részeken, nagyszámú, konglomerátumhoz hasonló, hosszúkás, az érckontaktussal párhuzamos, néhány cm-től dm-es nagyságú, közettörmelék található (3. ábra).

A kvarcporfirban, különböző szinteken kisebb-nagyobb, a főtelepekkel azonos összetételű, értelepek és lencsék lépnek fel. A legnagyobb Kirunaközeli előfordulás, a már nem termelő, Tuolluvaara telepe volt. A többi kis Kiruna melletti előfordulás, mint a Pärön (300 m²) és a Neptunus (200 m²), a főtelepekhez hasonlóan, konkordánsak a mellékközetekkel.

A kvarcporfirba, tehát a Kiirunavaara–Luossavaara értelepek fedőjébe zárt vasércszemcsék, vezető szerepet töltöttek be a genetikai viták során. GEIJER (1931) egy ismeretlen, a Kiirunavaara intrúziójánál idősebb, értelepből származtatta ezeket, az ő sztratigráfiájába nem illeszthető képződményeket. A vasércszemcséknek nagy a kiterjedése. Így Luossavaarától északra, a városban folytatott építkezések során is rábukkantak dm-es nagyságú porfirközetre zárt "vasércdarabokra". A legnagyobb számú előfordulás, a már GEIJER által is leírt, Luossavaara értelep közvetlen fedőjébe található. Itt a gyakoriságuk olyan nagy, hogy egyes helyeken egy köbméteres tér nagyobb felét érc-törmelék teszi ki (4. ábra). A legnagyobb ilyen szögletes "szemcsének" közel egy méteres az átmérője. A törmelékben minden érc-típus megtalálható. Mind az apatitban szegény mind az apatitszalagos, skeleton és petytyes változatok, a főtelepekkel való közös képződést tanúsítják. Ezekben a törmelékben a vasérc kizárólag magnetit. A kvarcporfir felsőbb szintjein azonban, közel a Per Geijer értelepek kontaktusához, apatitszegény hematit is előfordul. A Henry külfejtőjének fekvő közeli részén, több m²-es területen, apatitmassza zárja magába az apatitszalagos ércszemcséket. Kissé délebbre, egy másik porfirszemcséket is magába foglaló apatitmassza összterülete, több ezer m²-es nagyságú.

A Kiirunavaara fedőjében, közel a Luossajärvi értelephez, egy fúrás 5 m vastag, gyengén szalagos, pirittel és kalkopirittel hintett, vöröses-szürke anhidritet harántolt. Ezt az anhidritet korábban kvarcporfirnak térképezték, a kvarcporfirhoz megítévesztően hasonló színárnyalata miatt.

Porfirtelérek: a Kiirunavaara értelepet és a szienitporfir fekvő, kb. 10 helyen, szienitporfir telérek harántolják. Ez a telértípus, a mai ismereteink alapján, sehol sem hatol a fedő kvarcporfirjába. GEIJER (1920) szerint ez a telértípus, Toulluvaara telepénél a kvarcporfirt is harántolja, szkapolitosodott és részben folyásos szövétű. A telérnek magasabb a vastartalma mint a porfíroknak általában. Ezen a telérekon kívül néhány egymással párhuzamos kvarcporfirtelér is harántolja a Kiirunavaara telepét és ennek fedőjét. Kés helyről ismert, hogy néhány m vastag, diabáztelér átmetszi a Kiirunavaara telepét és a Luossavaara telepétől keletre fekvő agglomerátumot is.



3. ábra. Porfir- és vasérc-törmelék egy apatit-magnetit matrixban. Rektorn fekükontaktusa

Fig. 3. Fragments of rocks and iron ores in a matrix, essentially composed of apatite and magnetite in the footwall of Rektorn

Az Undre – Hauki Komplexum

A Per Geijer érctelepnek fedőjét, különböző mértékben átalakult kőzetek építik fel. A kovásodás, a Rektorn telepétől, északi irányba növekszik. A kőzetek déli kibúvásai 50° -os, az északiak pedig 70° -os dőlést mutatnak kelet felé. Az idetartozó kőzetekben és ércekben magasabb a báriumtartalom mint a többi Kiruna környéki kőzetben és érceben. Az északi területekről begyűjtött (szericitkvarcit, kovásodott tufa, finomszemcsés hematit) 10 db minta mindegyike báriumtartalmú. Ezekben a mintákban az elemzések, 0,4–6,42 % BaO-t mutattak ki. A Rektorn külfejtésében 5000 ppm, a Henry külfejtésében pedig 1900 ppm volt a báriumtartalom. Az Undre-Hauki kőzetének kémiai elemzési adatai megtalálhatók a IV. táblázatban.

"Porfírdetritus": a kőzetkomplex alsó tagja Geijer után, "Rektorporfír" néven lett ismert. GEIJER maga sem volt megelégedve az elnevezéssel, mert mint leírta, ez a kőzet nem tartozik a porfírok csoportjába. E sorok szerzője ezt a rétegtani szintet megjelölő különleges kőzetet, amelynek két kifejlődése van, porfírdetritus néven jelölte meg. A nagyobb mennyiségű kifejlődésében ugyanis, az egyenlő szemcsenagyságú, vöröses, rétegzett homokkőhöz hasonló kőzet, határozottan keresztrétegzett, mely kifejlődést egy lepusztított, áthalmazott kvarc-



4. ábra. Vasércszemcsék a kvarcporfirban. Luossavaara

Fig. 4. Fragments of magnetite ore in the quartz-bearing porphyry. Luossavaara

porfír zúzalékának lehet felfogni. A kereszttrétegzett összletben, helyenként, a Rektorn érctelepéből ismert magnetit törmelék található. A porfír megjelölést GEIJER (1950), egy másik kifejlődésben fellépő szferolitok alapján vezette be. Ez a kifejlődés, a szerző szerint, finomabb és valamivel durvábszemcséjű vulkáni termékek keveréke. A "porfirdetritusban", helyenként cérium és ortit tartalommal összefüggő, rádióaktivitást lehet kimutatni. A "porfirdetritusnak" mindkét kifejlődése kovásodott. Vékonycsiszolatban, a két altípusban, kvarc, hematit, K-földpát, kisebb mennyiségekben kalcit, szericit, sziderit, ankerit, albit és magnetit, szórványosan, barit, turmalin, cirkon és ortit figyelhető meg.

A Rektorn külfejtésében dm-es pegmatittelérek harántolják az egész érces összletet. A telérek főásványai a következők: kvarc, ankerit, szpekularit, kalcit és savanyú plagioklász. Ezekből a telérekből, négy mintából háromban némi aranyat (0,01–0,2 ppm) mutattak ki a kémiai elemzések.

Hauki-típusú szienitporfír: ez a szürke színárnyalatokban fellépő, fenokristálymentes, helyenként mandulaköves, részben palásodott kőzet, nem mutat hasonlóságot a Kiirunavaara fekjűjét képező szienitporfírokkal. A legszembetűnőbb jellemzője, a kalciterezettség. A kőzet teljes vastagsága, 100 méter. Helyenként, a hintett magnetit vagy hematit impregnáció, fejtsére érdemes. Ebben a szienitporfírnak nevezett kőzettípusban, a vasoxidokon kívül, de csak nagyon

Undre-Hauki kőzetek
Lower Hauki rocks

IV. táblázat – Table IV

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	64.5	58.7	57.9	46.4	47.6	52.8	84.	78.1	45.8
TiO ₂	0.06	0.10	0.50	1.30	1.33	1.18	0.06	0.14	1.04
Al ₂ O ₃	17.4	8.55	13.7	21.0	19.5	19.1	7.65	9.86	13.1
Fe ₂ O ₃	2.59	5.43	12.63	12.22	12.25	4.92	0.43	4.05	20.15
Fe ₃ O ₄	0.12	9.41	1.45	0.46	0.46	6.22	0.46	0.12	1.12
MnO	0.08	0.06	0.03	0.20	0.11	0.11	0.01	0.01	0.03
MgO	0.40	1.11	0.38	1.92	1.89	4.74	0.78	0.60	1.16
CaO	3.80	4.34	1.19	3.78	3.73	1.82	0.11	0.21	5.92
BaO	0.15	0.04	0.07	0.13	0.12	0.10	-	-	0.43
Na ₂ O ₃	0.40	1.22	1.13	2.40	3.08	2.24	0.04	0.11	0.58
K ₂ O	7.10	5.02	9.11	5.29	4.72	4.20	2.65	3.01	4.52
P ₂ O ₅	2.86	2.80	0.19	0.64	0.60	1.15	0.018	0.016	0.25
F	0.03	0.20	0.05	0.02	0.02	0.03	-	-	0.03
CO ₂	0.32	1.58	1.36	3.80	2.77	0.53	0.42	0.37	4.67
S	0.004	0.008	0.022	0.003	0.001	0.005	0.005	0.004	0.036
CuO	0.01	-	0.03	0.01	0.01	0.07	0.01	0.01	0.01
Σ	99.81	98.56	99.74	99.56	98.19	99.21	97.42	96.58	98.83

1 = "Porfirdetritus", szferolitós – *Detritus of porphyry, spherolite-bearing*

2 = "Porfirdetritus" – *Detritus of porphyry*

3 = "Porfirdetritus", hematittal hintett – *Detritus of porphyry, hematite impregnated*

4 = Hauki típusú szienitporfír, Henry – *Syenite porphyry of Hauki type, Henry*

5 = Hauki típusú szienitporfír, Rektorn – *Syenite porphyry of Hauki type, Rektorn*

6 = Hauki típusú szienitporfír, Syvåjärvi – *Syenite porphyry of Hauki type, Syvåjärvi*

7 = Szericitkvarcit, Lappmalmen – *Sericite quartzite Lappmalmen*

8 = Szericitkvarcit, Syvåjärvi – *Sericite quartzite Syvåjärvi*

9 = Szericitkvarcit, Henry – *Sericite quartzite Henry*

alárendelten, pirit és kalkopirit is előfordul. A Rektorn külfejtőjében a kőzetben néhány m²-es területen, azurit és malachitfoltokkal jelzett, kismennyiségű pirit és kalkopirit fordul elő. A kőzet főbb ásványai az albit, kvarc, muszkovit, szericit, biotit, hematit és magnetit. Járulékos ásványok az ortit, cirkon, turmalin és apatit.

Szericitkvarcit: a kőzet palás kifejlődését szericitpalának nevezik. Általában éles határok nélkül különül el a szomszédos porfirdetritustól vagy a Hauki-típusú szienitporfírtól. A "tisza" vastagsága helyenként eléri a 10 métert. Fő ásványai a kvarc és szericit. A kőzet a hematittal impregnált részein sajátos kékes színárnyalatú.

Vakko vagy Övre-Hauki Komplexum

E csoportban, a mechanikai mállás útján képződött kőzetek a dominálók. Az U-Hauki kőzetekre való településük lehet tektonikus, de az északi előfordulásoknál a kibúvásokban, a Kurravaara konglomerátummal konkordáns települést mutat. A keleti irányban felbukkanó kvarcporfír felé, egy nagyobb tö-

résvonal jelöli a közethatárt. A csoportban grauwacke, fillit és homokkő tartozik. A teljes összletvastagság kb. 1000 méter.

Grauwacke: a csoport alsó tagját, átlagosan 50 m-es vastagságban, a déli Haukivaarától, az északi Syvjärviig lehet követni. Ezt a kiterjedést a 70-es években végzett fúrások igazolták. A grauwacke gyakran konglomerátumos kifejlődésű. A kavicsokat és a szögletes törmeléket főleg kvarcporfir, kvarc, kvarcit, fillit és hematit alkotja. A homokkő telepekben helyenként gradált- és kereszttrétegzettség is megfigyelhető. Ezekben a telepekben a grauwacke több szintjén, hinteten, magnetit és hematit is előfordul.

Fillit: a grauwackéra folyamatosan települ. A fillit átlagos vastagsága, 50 méter. Jellemzői: a szürkés-zöld szín, a palásság, a cm vastagságú biotittrétegek, az ezekkel párhuzamos magnetit vagy hematit zsinórok és a kifejlett kvarcerezettség. Ezekben a kvarcerekben, kalcit kíséretében, finomszemcsés pirit és kalcpirit lép fel.

Kvarchomokkő: a Vakko-csoport legfiatalabb tagja, 2 km vastagságot is elérő, világosszürke homokkő. Több szintben konglomerátum betelepülések szakítják meg a kereszttrétegzett, finomszemcsés (60%-a a szemcséknek, kisebb mint 0,1 mm) kifejlődést. A kereszttrétegzettséget mm-es hematittrétegek emelik ki. A konglomerátum kavicsait csaknem kizárólag kvarcporfir alkotja. A homokkő alacsonyabb szintjein szürke fillittörmelék és hematitkavicsok is előfordulnak.

A Kiruna-típusú értelepek

A vetőkkel elválasztott Kiirunavaara, Luossajärvi és Luossavaara értelepek, minden valószínűség szerint, egy 7200 m hosszúságú, összefüggő medence egyidejű üledékesi folyamatának képződményei. Napjainkban ezek közül csak a Kiirunavaara telepében folyik földalatti bányaművelés. Luossajärvi kb. 500 m-el a felszín alatt fekvő folytatása Kiirunavaarának. Itt a bányászatot a felette lévő tavacska lecsapolása után fogják elkezdni. Luossavaarában a telep a mélység felé elvékonyodik, így a 4–500 m-es szint alatti részben felhagytak a bányászattal. A három telep közötti hasonlóság természetesen nagy. A következőkben, a részletesebb ismeretek alapján, Kiirunavaara telepének bemutatására helyezük a hangsúlyt, de ez nem zárja ki a másik két telep jellemzőinek ismertetését, amennyiben azok eltérőek Kiirunavaara telepének felépítésétől.

A három értelep kémiai jellemzőit az *V. táblázatban* foglaltuk össze.

Kiirunavaara: az értelep hossza 4 km és az átlagos vastagsága 90 m. A mélyfúrások az értelepet 1000 m-es mélységig harántolták, de a mágneses mérések, kb. 1800–2000 m mélységig mutatják ki az értelep folytatását. A telep csapásiránya észak-déli, 50°–60°-os dőléssel. Az értelep déli részét feldaraboló vetőkön kívül, a bányaművelés során csak kisebb, tektonikai zavargásokat észleltek.

Kémiai elemések a Kirunavaara, Luossavaara és Luossajärvi értelepekből
Chemical analyses of iron ores from the Kirunavaara, Luossavaara and Luossajärvi

V. táblázat – Table V.

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
Fe ₃ O ₄	86.03	82.71	82.71	90.68	81.72	74.42	36.28	8.42
Fe ₂ O ₃	9.78	1.73	2.76	0.66	4.90	0.84	53.46	84.23
P ₂ O ₅	2.06	1.21	0.72	2.57	6.15	1.18	2.00	0.91
SiO	0.10	5.20	4.86	0.78	0.04	9.51	2.80	2.47
MnO	0.04	0.06	0.04	0.04	0.11	0.06	0.01	0.01
CaO	0.50	7.06	6.86	1.33	1.88	11.5	3.45	3.26
MgO	0.42	0.47	0.39	1.34	1.79	0.74	0.32	0.07
Al ₂ O ₃	0.19	0.24	0.13	1.06	0.54	0.02	0.74	0.12
TiO ₂	0.22	0.26	0.02	0.92	1.55	0.01	0.03	0.01
V ₂ O ₅	0.13	0.23	0.13	0.18	0.23	0.17	0.18	0.01
Na ₂ O	0.07	0.05	0.09	0.03	0.10	0.04	0.03	0.05
K ₂ O	0.20	0.13	0.11	0.23	0.26	0.05	0.04	0.01
CuO	0.004	0.001	0.002	0.001	0.009	0.001	0.040	0.001
BaO	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003
S	0.11	0.012	0.074	0.042	0.014	0.010	0.062	0.057
F	0.04	0.037	0.42	0.08	0.05	0.66	0.19	0.28
Cl	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Σ	100.13	99.98	99.74	100.07	99.46	99.61	99.74	100.16

1-3 = Kiirunavaara, 4-5 = Luossavaara, 6-8 = Luossajärvi

Kiirunavaara értelepeiben apatitos és apatitban szegény magnetitérc dominál. A hematit csak alárendelt telepalkotó, ezért a bányászat nem tartja nyilván. A bányászat, úgy műveléstechnikailag, mint felhasználási minősítésben, két fő típust különböztet meg. A "B"-ércet, átlagos 67% Fe és 0,02% P-tartalommal, és a "D"-ércet, 5 % Fe és 2,0% P-átlagokkal. Ezekben a főcsoportokon belül, a piachoz igazodva, több alcsoport is elkülöníthető. Amíg az értelep összetételében az apatitos és apatitban szegény típusok észak-déli irányban nem mutatnak lényeges változást, az apatitos típus részaránya, a mélység felé jelentősen csökken és az 1000 m-es szinten már csak néhány méteres szegélyként fordul elő. A két típust általában éles határ választja el egymástól, de folyamatos átmenetek is előfordulnak. Az apatitos ércekben az apatit mind felépítésében, mind mennyiségében változó és helyenként több dm³-es nagyságú, tiszta apatittömszöket is magába zárhat. Az apatitkristályok nagysága is változó. A réteges-laminált kifejlődésekben finomabb (0,008 mm), míg a értelekben és az üregekben, több cm-es nagyságúra is fejlődhetnek a kristályok. A Kiirunavaara Zenobia fejtőjében az apatitszalagos érceben keresztarétegzettség figyelhető meg.

A rétegzett, vagy szalagos-laminált változatok közös vonása, hogy mindig követi az értelep dőlés-csapás helyzetét. Az apatit-magnetit struktúrája az apatitos érc típuson belül változó. Az apatit felléphet réteges, zsinóros, vagy lencsés elrendeződésben és ezektől eltérő szerkezeteket is mutathat. Helyenként, a rétegekben belül, mm-es apatitlamellák váltakoznak mm-es magnetitlamellákkal. Az apatitban a ritkaföldfémek minden tagja megtalálható, beleértve az itriumot is, az Oddo & Harkin szabály szerinti egymás közötti részarányban (PARÁK 1973). A fluorapatitokban, ami a domináló típus, lényegesen magasabb kon-

centrációban (0,6–1,0%) fordulnak elő, mint a klórapatitban (0,15–0,5%). A ritkaföldfémeket nagyrészt az apatitkristályokban lévő monacit zárványok tartalmazzák. Ezek a zárványok az apatitkristály térfogatának 3,5%-át is elfoglalhatják. A zárványok az apatit C-tengelyével párhuzamosan helyezkednek el. A mikroszkópos vizsgálatok szerint nem minden apatitkristályban van monacit zárvány és az apatitszalagokban, a zárványos apatitkristályok, a rétegzettséggel párhuzamos, belső rétegzettséget mutatnak.

GEIJER (1910), a felszíni kibúváásokban mind hematitot mind martitosodott magnetitet megfigyelt és ezekről feljegyezte, hogy a magnetitban vékony erezettségként vagy zárványként lépnek fel. A hematitzárványok nagysága a mm és a dm között változott. A mélyművelés során bebizonyosodott, hogy hematit a mélyebb szinteken is megtalálható. A 370–500 m-es szintek között, a fúrások ugyan leggyakrabban csak néhány dm-es vastagságú, fémeskék színárnyalatú hematitot harántoltak, de előfordult 25 m vastagságú hematit is, a szürkésfekete magnetitérctelep csaknem teljes kiterjedésében. Egy vágathajtásban, az 598 m-es szinten, beágyazott, cm–dm-es átmérőjű, ugyancsak kékes színárnyalatú hematit görgetegek tűntek elő a lemosott ércfalán. (Ilyen felfedezések sajnos, a geológusi szolgálat létszámhiánya miatt, csak ritkán történhetnek meg). Az 1000 m-es szinten a mélyfúrásokban nem fordult elő hematit.

Az érctelepeken ritkán tufás betelepülések is előfordulnak. Ezekre a betelepülésekre jellemző, hogy mindig párhuzamosak az apatit rétegzettséggel. Egy többméter vastagságú előfordulást a fekuhatártól 40–45 m-re, apatitban szegény érc típusban, részleteiben tanulmányozott egy főiskolai vizsgadolgozat (CARLSSON & ÖHMAN 1986). A betelepülés ásványos összetételében, a földpát, kalcit, kloritos csillám, amfibol és pirit dominált. A tufabetelepülésben, több helyen, mm vékony "magnetitszintek" figyelhetők meg. A kőzethatárok az ércteleppel élesek, de a betelepülést mindkét oldalról félméteres, richterittel hintett zóna vette körül. A kémiai elemzések a betelepült tufában, az érctelep melléközeteinél lényegesen magasabb MgO tartalmat mutattak ki. A szerző szerint ez a különbség, maga a betelepülés mivoltán kívül is, fontos tény, az intruzív, kontra nem intruzív módon való érctelepülés vitájában. Amíg a betelepült tufában 5,33–8,25%, addig a feké szienitporfirjában 0,4–2,5%, és a fedő kvarcporfirjában 0,3–1,3% a MgO értéke. A tufabetelepülés magnéziumtartalmának megfelelőjét a zöldkő összetételben találjuk, ahol az átlagos MgO tartalom 6–8% körüli. A szerző ezeket a konkordáns betelepüléseket, amelyeket az intruzív–magma elmélet nem vett figyelembe, az ércalkotó elegyrészek kicsapódása és üledései ideje alatti vulkáni eredetű, távoli (zöldkő) termékeknek tekinti.

A legfontosabb ércásvány a magnetit. A szemcsenagyság a nyugodt apatitos, szalagos ércekben, de a mélység felé is finomabb, mint a helyenként fellépő, durvakristályos telérekhez kötött magnetit. Azon az alapon, hogy a magnetit kristályok a telepek szegélyén, vagy centrumában lépnek fel, nincs különbség. A durvakristályos magnetit–apatit megjelenése a telepekben, a szerző megfigyelései alapján, a már konszolidálódott telepbe nyomult apatit rétegzettséggel párhuzamos, vagy azzal különböző szögeket bezáró, magnetit–apatit telérekhez

van kötve. Az érctelep és mellékközetek közötti kontaktussal kapcsolatos megfigyeléseket külön fejezetben tárgyaljuk.

Szkarnosodás: GEIJER (1910) disszertációjából ismerjük, hogy a szkarnszilikát több helyen előfordul mind az apatitos, mind az apatitban szegény érctípusok fekközeli részein. A szkarnásványt főleg a zöld hornblende képviseli. A szkarnos részarány helyenként, az apatitban szegény ércek az 50%-át is kiteszi. A különböző helyekről leírt kibúvások összefüggően többszáz méteren, néhány métertől a 20 m-ig terjedő vastagságban figyelhetők meg. A szkarnos teleprészek a fekkontaktussal párhuzamosan rétegzettek. Gyengébb szkarnosodást Geijer magából a telepből is megemlít.

A Kiirunavaara régi külfejtésének északi részén, egy 10 m-nél hosszabb, több méter széles kibúvásban, jelenleg is megfigyelhető szkarn-típusú magnetit-breccsa. A kibúvásnál tett megfigyelések érvényesek a mélyebb szintekre is. A fekkontaktushoz közel szkarnos teleprészeket harántoltak a fúrások és a vágatok a különböző szinteken. De szkarnos-pirites, többméteres magnetitlencsék is fellépnek a feküben. Egy fúrásban pl. az apatitos érc éles kontaktussal közvetlenül a szkarnos-típusú ércre telepszik. A két típus közötti különbséget, a kémiai elemzések is tükrözik. Az apatitos ércből vett mintában, az $\text{Fe}_3\text{O}_4 = 56,8\%$, a $\text{P}_2\text{O}_5 = 10,6\%$, az $\text{S} = 0,06\%$ és a $\text{CaO} = 16,5\%$. A szkarnos típusba, az $\text{Fe}_3\text{O}_4 = 54,7\%$, a $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,011\%$, az $\text{S} = 0,57\%$ és a $\text{CaO} = 5,4\%$ volt.

Kalcit: Kalcitban gazdag teleprészek nagy számban találhatóak több, Kiruna típusúnak ismert ércelőfordulásban, így pl. a Leveäniemi, Gruvberget és Pattok telepeiben. Kiirunavaara érces szint telepei általában szegények kalcitban és csak egyes részeken fordul elő kalcit ereztettség. Kiirunavaarában azonban az egyik fúrás, egy kalcittal erezett teleprészen, 3 m hosszúságban, fehér, szulfidokkal hintett "kalcit-mészkövet" harántolt. A kémiai elemzések a fúrómagban, $36,8\%$ CaO, $2,83\%$ MgO, $6,52\%$ SiO₂ és $4,72\%$ S-t mutattak ki.

Anhidrit/gipsz: Kiirunavaara régi fúrási anyagának újrvizsgálása során bebizonyosodott, hogy az egész érctelep 4 km-es hosszának 3430 m-es szakaszában, 26 fúrásban általában mint repedéskitöltés, de helyenként többméteres vastagságban is, anhidrit és gipsz fordult elő. Kiirunavaara telepének középső részében, a 795 m-es szinten, az apatitszegény ércben rózsaszínű, gyengén rétegzett, 5 m vastag, anhidritet harántolt egy fúrás. Az anhidritben vékony kloritos beagyazásokat és pirittel-kalkopirittel hintett részeket lehetett megfigyelni.

Monacit-albit: néhány mm vastagságú, 15–20 mm hosszú vöröses színárnyalatú, monacit-albit összetételű lencsék fordultak elő az érctelepben, a rétegzettséggel párhuzamosan.

Turmalin: már a kibúvásokban is megfigyelték (GEIJER 1910), de a mélyebb szinteken is előfordulnak fekete turmalinlencsék a rétegzettséggel párhuzamosan. A bányabeli viszonyok csak kivételes esetekben alkalmasak az ilyen ásvány fellelésére.

Biotit-flogopit: a kémiai elemzésekben a K₂O tartalo, általában 0,1–0,2% körüli, míg a Na₂O leggyakrabban alacsonyabb értéket mutat. A kálium főleg a biotitban és flogopitban, míg a nátrium a richteritben és az albitban van jelen.

Szulfidok: szulfidos ásványok csak alárendelt mennyiségben fordulnak elő a Kiirunavaara érces szint telepeiben. Ezek nagyrésze másodlagos képződmény, mint

pl. a breccsa szerkezetet képező pirit erezettség. Mélyművelés során az egyik vágathajtás azonban, egy 5000 m² kiterjedésű dúsan hintett piritessedést tárt fel. Ezen a telepenrészen belül a fúrások több dm vastagságú tömör piritet is harántoltak. A kémiai elemzésekben ez a szulfidos-oxidos érc a következő értékeket adta: Fe_{tot} = 55,8%, Cu = 0,35%, P = 0,035%, B = 0,19%, Au = 1,13 ppm, W = 800 ppm, és Co = 205 ppm. Ugyanebben a térségben, egy másik fúrásban, a réztartalom, 0,56–1,76% változott és itt a legnagyobb Co érték 1500 ppm volt.

Luossajärvi: ezt a lelőhelyet csak mágneses mérések és fúrások alapján ismerjük. A Kiirunavaara érctelephez nagyon hasonló, de az eddigi fúrások alapján eltér abban, hogy a telep középső egyharmadát hematit teszi ki. A két érc típus között a határok folyamatosak, de a hematitban mindig van egy kevés magnetit. A fúrási anyagból ítélve az ércvagyon fele, típusra való tekintet nélkül, apatitos. A fúrások repedéskitöltő pirit ércesedést is harántoltak. Kisebb teleprészek kalcittal ereztettek. Az érc Ti, V, és Mn-tartalma a szint másik két telepénél, valamivel alacsonyabb.

Luossavaara: az érctelepben néhány méterrel a fekühatártól, 50 m hosszúságban követhető, palásodott, kloritos tufa betelepülés figyelhető meg. A horizont három érctelepe közül Luossavaarában fordultak elő szép titanit kristályok. A titanit kristályok gyakori megjelenése tükröződik a kémiai elemzésekben is.

A Per Geijer érctelepek

Kiruna város északi peremén 5 km-es hosszúságban, részben kivékonyodva, részben vetőkkel és kisebb gyüredezettséggel deformálva, foglal helyet 5 különálló telepként kezelt, de azonos rétegtani helyzetű vasércelőfordulás. Az idetartozó telepekből, a mai napig, a Haukivaara, Rektorn, Henry és Nukutusvaara telepeiben folyt külszíni bányászat. GEIJER munkássága idején csak a Rektorn és Nukutusvaara kibúvásaiban volt termelés. Haukivaara telepét a 60-as években, a városfejlesztéssel kapcsolatban tárták fel és a Lappmalmen lokalizálása még ennél is később történt. Az érctelepek észak-északkeleti csapással és 55°–70°-os dőléssel települnek a fekü kvarcporfirja és a fedő Undre–Hauki kőzetei között. A Kiirunavaara szint érceitől eltérnek a magasfokú szericitesedéssel, kovásodással és martitosodással. Az eltérés abban is megmutatkozik, hogy itt nagyobb a hematit részaránya, és itt volt kimutatható az apatitos Kiruna típusú érceknek a kvarcszalagos ércekbe való folyamatos átmenete, aminek döntő jelentősége van az ércgenetika értelmezésénél.

Az apatit átlagos mennyisége függetlenül, hogy magnetit vagy hematit az ércásvány, a telepek 15–20%-át teszi ki. A magnetit hematit és apatit után, a kvarc és a kalcit a leggyakoribb telepalkotó ásvány. Az ércekben, a Kiirunavaara szint érceihez hasonlóan, a kálium dominál a nátriummal szemben. A magnetit és hematit szemcsenagysága, 0,02–0,1 mm körüli, de a hematit a durvább szemcséjű. A réteges ércben az apatit szemcsenagysága, 0,1 mm körüli. Martitosodás ismert a Haukivaara, Rektorn és Lappmalmen telepeiben.

A Per Geijer érctelepek kémiai elemzési adatait a VI. táblázatban mutatjuk be.

Kémiai elemzések a Per Geijer érctelepekből
 Chemical analyses of iron ores from the Per Geijer deposits

VI. táblázat – Table VI.

%	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
Fe₃O₄	2.86	2.20	18.41	25.37	26.00	54.56	7.92	58.67	55.18	2.45	59.29	1.45	6.47	20.69
Fe₂O₃	89.18	81.86	56.32	22.51	57.11	6.95	63.78	11.72	3.82	77.16	0.03	38.02	32.38	21.93
P₂O₅	2.61	4.08	0.59	6.03	5.96	11.39	5.27	6.42	15.15	5.73	0.34	0.30	2.50	7.10
SiO₂	1.02	0.66	12.6	25.1	1.06	6.59	5.30	5.54	0.92	1.55	25.04	44.4	32.8	9.88
MnO	0.02	0.03	0.10	0.06	0.05	0.05	0.08	0.06	-	0.06	0.08	0.03	0.03	0.14
CaO	3.28	6.15	3.95	9.75	8.10	15.0	13.2	11.1	21.3	8.40	3.60	2.15	4.25	20.5
MgO	0.03	0.09	1.93	1.10	0.30	1.57	0.43	0.68	0.08	0.55	1.63	0.21	0.67	2.12
Al₂O₃	0.00	0.10	1.05	4.45	0.45	1.42	0.44	0.65	0.60	0.57	2.55	2.00	9.97	2.19
TiO₂	0.35	0.32	0.82	0.32	0.31	0.34	0.45	0.77	0.02	0.35	0.38	0.13	1.30	0.18
V₂O₅	0.18	0.13	0.20	0.10	0.19	0.16	0.15	0.21	0.04	0.16	0.11	0.01	0.06	0.08
CO₂	0.27	0.20	3.64	1.12	0.22	0.50	0.84	1.92	0.30	2.04	4.35	2.90	1.61	8.30
Na₂O	0.01	0.01	0.02	1.06	0.03	0.18	0.03	0.05	0.04	0.02	0.14	0.34	1.09	0.04
K₂O	0.02	0.04	0.36	1.95	0.09	0.36	0.09	0.25	0.07	0.06	0.75	0.18	5.66	0.07
CuO	0.01	0.01	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.07
BaO	0.01	0.01	0.01	0.06	0.07	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	6.42	-	0.02
S	0.009	0.009	0.053	0.039	0.010	0.019	0.018	0.018	0.015	0.153	0.55	1.27	0.15	1.19
F	0.21	0.31	0.043	0.047	0.031	0.99	0.44	0.52	1.35	0.52	0.02	0.032	0.22	0.48
Cl	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	-	0.04	0.01
Σ	100.09	96.23	100.18	99.51	100.30	100.14	98.47	98.66	98.94	99.81	99.29	99.85	99.21	94.10

1-2 Haukivaara

3-4 = Rektorn

5-6 = Henry

7-8 = Nukutusvaara

9-11 = Lappmalmen

12 = Kvarcszalagos Hauki hematit – quartz-banded haematite – Hauki

13-14 = Lappmalmen, kvarc-szalagos érc – quartz-banded ore

Haukivaara: tektonikailag a legdeformáltabb előfordulás. A gyüredezettség mellett a vetődések is fontos szerepet játszottak a telep helyzetének kialakulásában. Ez az egy érctelep az, ahol a korábbi kvarcporfír fekről a telep több blokkra darabolva toldott az U-Hauki kőzetei közé.

Az ércbívás területe, 21 000 m² -vált. A kitermelt érc középértékei a következők: Fe = 51%, P = 2,5% és az SiO₂ = 7%. A felső 10 méterben, a kvarcszilikátok és a kalcit kioldódtak. A mellékkőzetek: Hauki típusú szienitporfír, agglomerátum, szericitkvarcit, fillit és homokkő. A repedéseket kitöltő anyagban sárga uráncillám fordult elő.

Rektorn: felépítésében a Haukivaaránál egyszerűbb. A fekrőközei érc apatitos magnetit, a fedőközei, apatitos hematit. Rektorn érctelepe oly gazdag volt apatitban, hogy a II. világháború alatt a termelést apatitra állították be (5. ábra). A szalagos rétegekben a kis-méretű gyüredezettség gyakori, de vetők is előfordulnak. Az apatit rétegzett teleprésében előfordul keresztretegzettség. A telep középső részén, több m² nagyságú, alig cm vastagságú "érclemezeket" lehet hasítani, a különben átlagos összetételű ércből. A tufás fekrőben gradált rétegzettséget figyelhetünk meg. A közvetlen fedő porfírdetritusa keresztretegzett. A külfejtés falán, az érctelep keresztmetszetében, jól látható a telep felső, erodálódott része, ahol a fedőközetben nagyszámú érc-törmelék ágyazódott be. Az érctelep, de a mellékkőzeteket is, mint már korábban megemlítettük, kvarc, ankerit, spekularit, kalcit és savanyú plagioklászból álló telérek harántolják. A külfejtésben kisebb szulfitercesedés fordul elő. A telepet szericitesedés, karbonátosodás, kovásodás és martitosodás érintette.

A külfejtésben termelt érctelep területe a Haukivaarával megegyező nagyságú volt. A termelt ércnek az átlagos minősége: Fe = 37%, P = 4,3%, és az SiO₂ = 13% volt.

Henry: a telep északi magnetitérc része, egy vetősorozattal, a fekrő kvarcporfírjába toldott. A fekrőkontaktusnál több m³-es apatittömsz, nagyszámú, szegletes érc-törmelék zár magába. A telep szalagos-laminált részében az apatit-hematitércben, keresztretegzettséget tárt fel a bányaművelés (6. ábra). A telep fedőjét Hauki típusú szienitporfír, szericitkvarcit, porfírdetritus, "fragment-érc" és az ún. Hauki-hematit képezi. A "fragment-érc" tulajdonképpen nem érc, hanem egy polimikt közettörmelék összehalmozódása hematitos matrixban. A kékes hematit kiemeli a vöröses porfírtörmelék és az egész kifejlődésnek érces jellegét ad (7. ábra). Egy keresztmetszvény részletes vizsgálata során, a kvarc-ankerit-apatit-kalcitban gazdag magnetitércben 0,22-0,51 ppm Au-t mutattak ki. A porfíros fekrő egy részében egy pirittel hintett mintában 0,22% Cu, 6,5% P₂O₅, 1900 ppm BaO és 0,56 ppm Au-t mutatott ki az elemzés. A szericitkvarcitban helyenként radioaktivitás észlelhető.

Az ércbívás területe 24000 m², amiből a kitermelt érc átlagai : Fe = 42%, P = 4,4%, és az SiO₂ = 5% volt.

Nukutusvaara: ez az érctelep vetőkkel zavart északi folytatása a Henry-telep magnetit-típusú ércének. A telepben klasszikus apatit szalagosság figyelhető



5. ábra. Apatit szalagos hematit–magnetit érc. Rektorn

Fig. 5. Apatite-banded ore in Rektorn

meg mind a magnetit, mind a hematit típusú ércekben. Egyes apatit rétegek elérik a dm-es vastagságot, enyhén gyüredeztettek, és a tektonikailag zavart rétegből apofizák nyomulnak a fedőkőzetbe (8. ábra) Ebben a telepben, a rétegzettség, az apatitszegény érc típusban is jól kitűnik. A helyenként 70 m vastagságot is elérő érctelep fedőjében, Hauki-hematit, szericitkvarcit, kloritpala, porfir-detritus és Hauki típusú szienitporfir beágyazódások fordulnak elő.

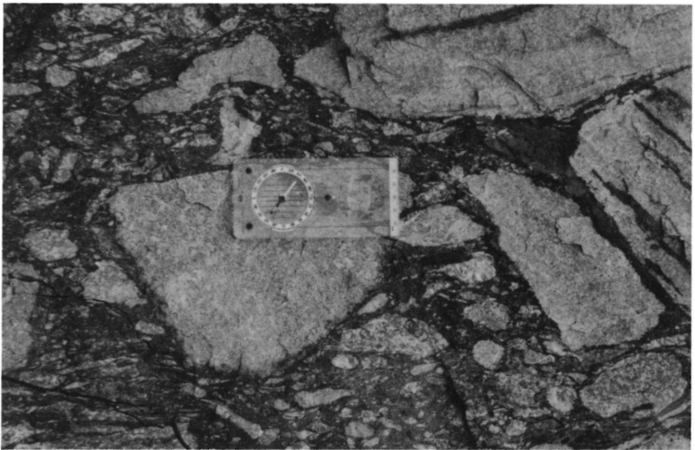
Az egész telep területe 16 000 m², amiből a kitermelt érc átlagos tartalma: Fe = 43%, P = 3,5% és az SiO₂ = 10% volt.

Lappmalmen: mágneses mérések hívták fel a figyelmet arra, hogy Kirunától északra a Rektorn és a Henry külfejtések között, egy 2500 m hosszú szakaszon, 5–600 m mélységben, magnetites ércelőfordulás valószínű. A fúrások megerősítették ezt a feltevést, úgyszintén a feltételezett 50°–65°-os keleti dőlést is. Az első fúrás 122 m vastag összefüggő ércet harántolt 64% Fe és 0,3% P átlagokkal. A következő fúrás, kvarchomokkő, konglomerátum és fillit után, 896 m-nél érte el az ércszintet. Innen 1078 m-ig a hematit-domináns telep folyamatosságát csak alárendelten kalciterezett, helyenként közettörmelék porfir-detritus és Hauki hematit betelepülések szakították meg. 1078 m-től 1328 m-ig, néhány méter vastag hematitérc után, magnetitérc különböző változatait harántolta a fúrás. Az apatit réteges ércben a Kiirunavaarából jól ismert ún. váz szerkezet (skele-



6. ábra. Keresztrétegződés az apatitszalagos (laminált) hematitérc telepben. Henry külfejtése

Fig. 6. Cross-bedding in the apatite-banded (laminated) hematite ore. Henry open pit



7. ábra. "Fragmentérc". Porfirtörmelékek egy hematitos matrixban. Henry külfejtés

Fig. 7. "Fragment ore". Fragments of porphyry in hematite-poor matrix. Henry open pit.



8. ábra. Deformált apatit réteg, rétegzett magnetitércben apofizával. Nukutusvaara külfejtés

Fig. 8. Deformed apatite layer in layered magnetite ore with apophyse. Nukutusvaara open pit

ton-ore) is előfordult. Az érctelep csak helyenként szakítják meg cm vastag, a rétegzettséggel párhuzamos, tufás–fillites beágyazások. A 250 m hosszú fúrómag átlagos értéke a következő: Fe = 44,2%, P = 4,3% és az SiO₂ = 5%. Az érctelep fekéje kvarcporfir. A fúrások arra engednek következtetni, hogy 700 m mélységben, az érctelep kiterjedése 150 000 m² és hogy ez alatt a szint alatt a telep nagysága növekszik.

Ebben az érctelepben az apatit tartalom nagyobb és a kvarc tartalom kisebb mint a többi Per Geijer érctelepben. A telep felső részén a tipikusan apatittal rétegzett magnetit folyamatosan megy át a kvarcszalagos magnetit (-hematit) érc típusba. Az 1–2 cm vastag kvarc szalagok már az apatit szalagos érc típusban fellépnek, és fordítva. Az átmeneteknél semmiféle konszolidálás utáni tektonikus zavarás nem észlelhető. Ezeknek a különböző kategóriába sorolt érc típusoknak hasonló képződésre utaló közös megjelenése, ami kizárja az intruzív-magmás telepképződést, korábban ismeretlen volt. A kvarcszalagos érc kibúvásában nem ismert, a kvarc lencsés, kvarc zsinóros változatait az ércmagma hidrotermális fázisának tartották. Az egyes kvarc szalagokban előfordul, hogy a tiszta kvarc massa, gradált rétegzettségre emlékeztetően, folyamatosan megy át a tiszta hematit szalagba (9. ábra). A kvarc szalagos érc típus változatai közül a korábbi irodalom csak a Hauki-hematitot és a törmelékes kovás vagy kvarc

lencsés változatokat említi. Az új fúrási eredmények kiértékelésével ezeknek a képződményeknek a sztratigráfiai hovatartozása is megoldódott.

A Rektorn és Henry külfejtések közötti területen a szalagos kvarc-hematit egyes fúrásokban eléri a 60 m-es vastagságot, habár a legtöbb fúrásban vékonyabb, más fúrásokban pedig a fellépésük ismétlődő. Itt az átmenetek, az egyik változathoz a másikba gyakoriak. Az egész összlet vastagsága, kb. 200 méter. Ezen az összleten belül, a kémiai elemzésekben a határértékek a következők: Fe = 20–30%, P = 0,05–2,0%, és az SiO₂ = 15–45%. A fúrások befejeztével, a kiértékelés szerint, ezt a 200 m-es összletet tulajdonképpen csak egy porfirterritus választja el az alatta fekvő 250 m vastag Lappmalmen ércteleptől.

Syvåjärvi: genetikailag érdekes, de az itteni ércesedés nem hasonlítható össze a többi Per Geijer érctelepekkel. Az erősen kovásodott U-Hauki összlet északi előfordulását kutatóárok és fúrások harántolták. Itt a kőzetátalakulás intenzívebb mint az összes délebbi részeken. Ezen a helyen a fehér és vöröses kőzet-törmelékek mállottak. Minden begyűjtött minta bárium tartalmú. Ezekben a mintákban, a legmagasabb értékek a következők: Fe₂O₃ = 38%, P = 0,13%, SiO₂ = 44,4% és a BaO = 6,42%.

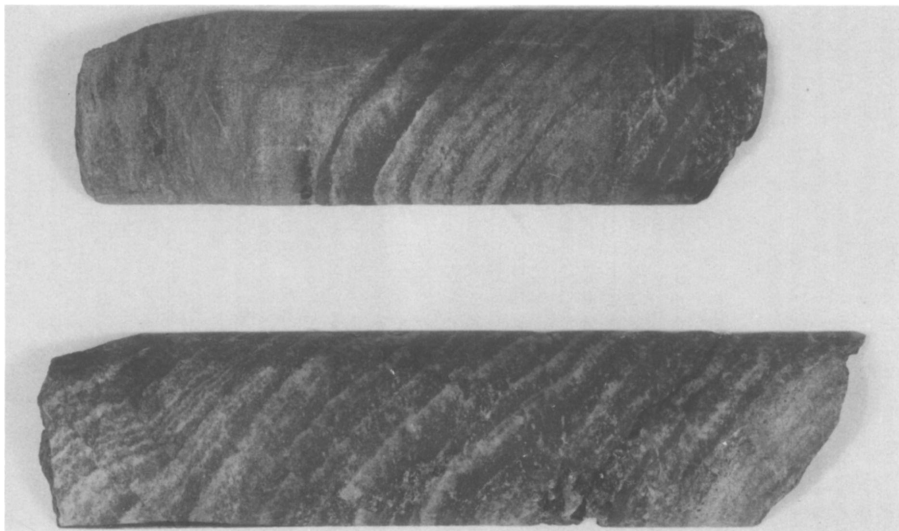
Ércgenetikai állásfoglalás

A szerző, az előzőkben ismertetett adatok és az összehasonlító elemzések alapján, a Kiruna típusúnak ismert vasérc keletkezésével kapcsolatban elutasítja az intruzív-magmás elméletet. Mielőtt azonban további érveléseket mutatnánk be, helyénvaló a kritizált elmélet rövid ismertetése, megerősítve azt az elmélet alapító felfogásának néhány idézetével.

Az intruzív-magmás elmélet

PER GEIJER 1931-ben kiadott dolgozata szerint a típushoz tartozó vasércelőfordulásoknak a jellemzői a következők: az ősmagma differenciálódása folyamán a korán kristályosodó magmarész elkülönül a könnyenillókban feldúsult ércmagmarésztől, majd ez a korai rész magma, mint a folyamat első fázisa képezi a második fázisban felpréselődő, alacsony viszkozitású ércmagnának a mellékkőzetét. Az intrúzió sekély mélységben történik. A két fázis közötti rokonságot GEIJER a helyenként fellépő mandulaköves porfirban és az ún. magnetit-szientitporfirban látja főleg azért, mert a mandulakitöltések anyaga magnetit, földpát, apatit, aktinolit vagy titán és a magnetit-szientitporfirban a magnetittartalom 20% fölötti is lehet. Az ércképződési folyamatot egy hidrotermális fázis zárja le.

Az érctelepek szerkezete, az apatittartalom, az ércetek–mellékkőzetek közötti kontaktus, a breccsásodás, GEIJER szerint mind az érc típus jellemzői. GEIJER (1960) a következőket állapította meg: "The ore bodies are intrusive, as shown by their contact relations, including "the ore breccias". Since the latter are offshoots from the main ore bodies, they cannot represent any later "mobilization"



9. ábra. Folyamatos átmenetek kvarc és hematit között az egyes szalagokban. Lappmalmen

Fig. 9. Continuous transition from pure quartz to pure hematite in the bands. Lappmalmen

of material." Az érc típus egyik fontos jellemzője a magas apatittartalom. Az apatit magmás eredetét GEIJER (1962) azzal magyarázza, hogy: "Sedimentary concentrations of phosphorus are virtually absent in the Precambrian." Egy másik, a magmás rokonságra utaló jelenség az érctelepekben, vagy azok közelségében fellépő, porfir és magnetit (részben apatit) telérek. GEIJER, de néhány mai szerző is, az érctelepekben a hasábos vagy oszlopos durva, magnetit (részben apatit) kristályok megjelenését az egész érctelepre vonatkoztatja azaz, az egész érctelepét primér magmaintrúzióknak tekinti.

Az apatit mint genetikai típusjellemző

Az intruzív-magmás elmélet, az apatit ércgenetikai szerepének kiértékelésénél, főleg három kérdés köré építette fel az elmélet helyességének bizonyítását: a/ a textúrára, b/ mint típusjellemzőre, c/ a Prekambriumi apatitfeldúsulás magmás kötöttségére. Ebben a fejezetben a két első kérdés alkalmazásának helyességét vizsgáljuk meg, majd az apatit magmás képződésének kérdésére, a vas eredetének tárgyalásához kötvé, az utolsó fejezetben térünk vissza.

Az apatitmagma intrúziójára és a telepekben való elrendeződésére, az intruzív elmélet szerint, a következő két idézetben lehet választ kapni. GEIJER (1910) fogalmazásában ; "In a magma consisting of magnetite and much apatite the crystallized first relatively large apatite crystals; during movements of the magma the latter massed themselves together into lumps which later on were rolled out into layers, between which the magnetite, and the remaining apatite crystallized." A másik idézet, a Geijer felfogását minden kritika nélkül követő FRIETSCH (1978) cikkéből származik, 68 évvel GEIJER imént idézett cikke után: "The phase richer in apatite is always the younger. On the basis of the intrusive-magmatic hypothesis, this is consistent with enrichment of phosphorus in the residual melt and formation of the phosphorus-rich ore type at a later stage in the differentiation process than the Kiruna ore type proper."

A szerző az intruzív felfogásokkal szemben, a réteges-szalagos-laminált textúrát ciklikus kémiai üledékeknek véli a következő megfontolások alapján. Az apatitnak és a magnetitnek (-hematitnak) az érctelepbe való speciális elrendeződése határozza meg a telep szerkezetét. A különböző textúrákból ítélve előfordul elsődleges és másodlagos ércképződés. Az elsődleges képződésre a réteges-szalagos-laminált textúra a jellemző. GEIJER (1910) maga, a Kiirunavaara telepéből, "stratified ore"-nak írta le az apatitréteges textúrát, de később, ezt a genetikai jelentésű kifejezést elkerülte azzal az indokkal, hogy az. "offshoots"-fellépések kizárják az üledékes képződést.

A vélemények azonban megegyezők GEIJERrel abban, hogy az érctelepek mai helyzete "kibillent", és többé-kevésbé deformált. Az érctelepek eredeti helyzete tehát horizontális volt, még az intruzív-magmás elgondolások szerint is. Így, az elsődleges textúra is ilyen helyzetben konszolidálódott. A réteges-szalagos-laminált kifejlődések mindig konkordánsak a telep dőlés-csapás helyzetével, azaz a fekükontaktus mindenirányú kiterjedésével. P. FORSELL bányageológus Kiirunavaara telepében a rétegek-szalagok-laminitek számát, 1000 körü-

lire becsülte. A rétegek elérhetik a dm-es vastagságot is, míg a lamellák vastagsága olykor a mm alatt van (10. ábra). Az apatit és a magnetit (-hematit) közötti határok általában élesek, de folyamatos átmenetek is előfordulnak. A Per Geijer értelekében pl. helyenként magában a szalagban, gradált rétegzettségére emlékeztető felosztásban helyezkednek el az apatit és a magnetit-szemcsék (11. ábra). A Henry és Rektorn külfejtésében napjainkban is megfigyelhető keresztretegzettséget mutat egy hematitos-apatitszalagos teleprész. A szerző szerint, ezt a jelenséget nedves állapotban történt csuszamlásnak lehet felfogni, de semmi esetre sem illeszthető egy intrúziós folyamatba. Az apatit-réteges érc típus helyenként néhány dm hosszú és néhány cm vastag "skeleton" és "pettyes" apatitlencséket zár magába, párhuzamosan a rétegzettséggel. A lencsék matrixában sűrűn és rendezetlenül "magnetitpálcikák" foglalnak helyet. Ezekben a különleges struktúrákban GEIJER magmás eredetet látott, míg a szerző a lencsék kifejlődését, a szilárdfázist megelőző kolloidális állapot "megdermedésének" értelmezi. A lencsék összetétele azonos a réteges ércek összetételével.

A szalagos képződés megértésére a szerzőnek KINOSHITA (1924) leírása alapján, megismétlődő kísérletekkel, sikerül éleshatáru és folyamatos átmenetű hematit-apatit "egyszalagot" előállítania, az LKAB kirunai laboratóriumában egy "pszeudovulkáni" közegben, KCl és NaCl reagensek használatával (PARÁK 1973, 1975).

Az eddig ismertetett textúrákat, a szerző elsődleges kémiai üledékes képződményeknek tekinti, ellentétben az apatitmagma késői, magnetittel telített térségbe való intrúziójával, ahol a benyomult apatitmagma, réteges-szalagos-laminált textúrát képezne többnégyzetkilométeres kiterjedésben.

A réteges-szalagos-laminált felépítést szabályozó tényezőket pontosabban nem ismerjük, de a pH, Eh, hőmérséklet, a koagulációs hatás, az alkáli hatás stb., mind közrejátszanak a folyamatban. Ezekon kívül még a biológiai telítési ciklus is elképzelhető. Baktériális résztvételt az ércképződésben már a Kiruna típusú érceknél idősebb képződményekben is valószínűsítettek a vizsgálatok.

Másodlagosnak, a szerző a durvaszemcsés (kristályos), főleg apatit-magnetit telérekben, apofizákban és üregekben fellépő apatitot tekinti. A telérek helyenként egymással párhuzamosan lépnek fel az általános rétegzettséggel konkordánsan, de egyes helyeken eltérő irányú megjelenésük is megfigyelhető. Gyakoriságuk a metamorfózis fokozódásával növekszik. Az apatitos rétegekben megfigyelhető gyüredezettségek és a törésekhez viszonyítható telepzavarok, a kompetensebb vasoxid rétegek között az apatitrétegek inkompetenségét tanúsítják. A tektonikus nyomásviszonyok megváltozása az apatit rétegeket könnyen deformálja, ami az apatit tömeg új helyzetébe való átréselése folytán, durvább szemcsézettségű átkristályosodást eredményez.

Lehet-e az apatit típusjellemző? Az apatitot a Kiruna-típusú ércek általánosan használt jellemzőjeként ismerjük az irodalomból. A valóságban pedig még magában a Kiirunavaara telepében is csökken az apatitos érc részaránya a mélység



10. ábra. "Laminált" hematit-apatit érctelep. Henry külfejtés

Fig. 10. "Laminated" hematite-apatite ore. Henry open pit



11. ábra. Az apatitszalagokban fellépő "gradált" eloszlású apatit-hematit. Nukutusvaara

Fig. 11. Distribution of apatite and hematite in apatite-banded ore. Nukurusvaara

felé. Ugyanakkor, a nem magmás eredetűnek ismert ércelőfordulásokban is ismerünk apatitban gazdag telepeket. Ennek igazolására, megemlítünk néhány különböző eredetű, a Kirunai érceknél idősebb vagy egyidejű vasércelőfordulást és néhány szulfidos ércelepet is.

A Prekambriumi BIF-típusú vasércelőfordulások közül megemlítendő a finnországi Väjrylänkylä, ahonnan LAAJOKI (1975), 1,2% foszfortartalmat közöl, majd a Pääkkö-formáció, ahonnan ugyanaz a szerző jelenti, hogy: "according to the P content (table 2) the band contains approximately 70% apatite". Egy másik értekezésben LAAJOKI & SAIKKONEN (1977) Pääkkö és Iso Vaurijärvi-ről 2,54% P_2O_5 , és a Pääkkö formáció apatitszalagjából 27,0–29,4% P_2O_5 -ről adnak jelentést. A finn BIF-típusú előfordulásokat legalább 2000 millió évesre becsülik, tehát a Kirunai érceknél idősebb képződmények. STANTON (1972) a Broken Hill vékony BIF-rétegekből, 5% -ot elérő P_2O_5 -t közöl. JOHNSON & KLINGNER (1976) is 0,9, 2,4, 3,5 és 3,2% P_2O_5 tartalmakat mutatnak ki a BIF-típusú ércekben.

A szkarn-típusú, apatitban gazdag, Kiruna környéki ércelepeket az apatit eredetének tárgyalásával kapcsolatban említjük meg. A szkarnos típushoz sorolt, Skandinávián kívüli előfordulásokról, pl. a New Jersey, Dover district (USA), SIMS (1953) publikált adatokat: "in massive deposit, apatite constitutes from about 1 to 40 percent of the ore". Oroszországból megemlítendő, a Lebiajaja magnetitérc előfordulása (BELEVTSJEV et al. 1982; GEIJER 1931), ahol az apatit "tömszökbe", vagy Kiirunavaarához hasonlóan, szalagokban düsült fel.

Az apatit helyenként feldúsulhat a szulfidos ércekben is. A észak-svédországi Prekambriumi Skellefte ércprovincia egyik legfontosabb bányája Boliden arsenopirit telepében aránylag magasabb volt az apatittartalom mint a Kiirunavaara apatitos ércében. A már kifejtett ércelep teljes hossza 600 m volt, maximum 40 m vastagsággal. ÖDMAN (1941) egy részletes leírásban ismertette a fluorapatit 1–2 cm vastag szalagos fellépését az arsenopirit ércben és annak mellékköze-tében. Az apatit 0,008–0,3 mm-es kristályokban aggregátummá és szalagokká egyesül, de a piritércben megjelenik lencsék formájában és elmosódott foltok-ként is. A Boliden telepéből ÖDMAN megemlíti "large lenses of massive apatite rock" előfordulást, majd "on several occasions was noted a regular transition from arsenopyrite ore in apatite rock or to pyrite-apatite ore". Az "apatit rock" térfogatának 52–78%-át az apatit teszi ki. A szalagos apatitérc fényképek alapján (ÖDMAN 1941), nagy hasonlóságot mutat a Kiruna környéki ércelepekben előforduló apatit szalagossággal. Ausztráliából, STANTON (1972), a BIF ércelep szulfidos fázisából 3% fluorapatitot közöl. HUTCHINSON (1979) a Tazmán Renison Bell (Mt. Bishoff) ércelőfordulás genetikáját exhalatívnak értelmezi és t.k. közli: "apatite is present in pyritic, cherty and carbonate-rich beds and in the ore itself, in all of which it shows a similar pattern of rare-earth element distribution, suggesting that it is of marine sedimentary origin." HUTCHINSON ugyanebben a cikkben közli: "apatite and tourmaline are widespread, occur alike in pyritic, cherty and carbonate-rich laminae and together constitute up to 5 per cent of the rock." Az indiai Bihar államból DUNN (1937) szulfid összetételben (kalkopirit, pirit, pirrotin) fellépő apatitot említ, ahonnan 3,02% P_2O_5 -t mutattak ki az elemzések.

Tehát az apatitgazdag ércesedés lehet egy előfordulásnak, de nem egy egész érc típusnak a jellemzője. Az apatit megjelenését, mint genetikai jellemzőt, még a Kiruna típusú ércek esetében sem lehet általánosítani.

Az érctelep–mellékkőzet kontaktusának genetikai kiértékelése, a breccsa fogalom

Kiirunavaara érctelepe diszkordanciával települ a szienitporfir-mandulakő-tufarétegek kőzeteire. A diszkordanciát megerősíti a kontaktusnál feltárt "pszeudokonglomerát", ez az összetételében, a feké kőzettípusait képviselő, kavicsokból és görgetegekből összehalmozott, magnetit matrixban cementált képződmény (2. ábra).

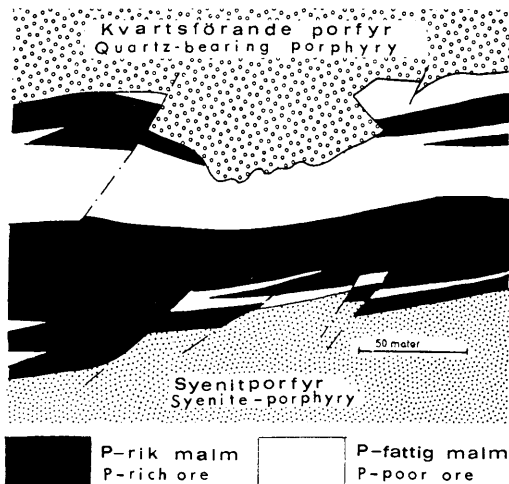
Luossavaara érctelepét klorit-szkarn választja el a Kiirunavaara fekéjével azonos fekéközettől. A diszkordanciát itt, az érctelep–mellékkőzet kontaktusával 20° – 30° -os szöget bezáró, a fekében egymással párhuzamosan fellépő magnetitlencsék és erek igazolják. A Per Geijer érctelepeknek és ezek fekéjének határa a leggyakrabban éles, de a határfelületet helyenként apatitörmöszök jelzik.

Kiirunavaara telepében, egy 110–120 m-es szakaszon, erózióra utaló érctelep–fedőkőzet kontaktust tárt fel a bányaművelés (PARÁK 1975a). A diszkordáns határfelület egy 50–60 m mélységű, egyenetlen "telep legyalulást" jelez (12. ábra). A lepusztulás, kétség kívül, az érctelep konszolidációja után következett be. Ez a helyi katasztrófa megtörténhetett ugyan az érctelep betakarása után is egy mélyebb, kvarcporfirt is érintő lepusztulással. A fedőkőzetben előforduló kisebb-nagyobb érc törmelékek és blokkok, mint már említettük, mind összetételben mind szövetileg, a telep érc típusaival megegyezők. A törmelékek gyakorisága és fellépése alapján a szerző feltételezi, hogy a konszolidálódott, nagyrésztében már letakart, de a katasztrófa helyén még szabad ércfelület feltöredezett felületének szétszórt darabjait zárta magába a magasviszkozitású láva, vagy a rétegzett vulkáni hamutufa. Mint már rámutattunk, a kvarcporfir jelenlegi szövetéből gyakran problematikus a kőzet eredetét felismerni. Az erózió feltárása egyrészt az intruzív telepképződést teszi valószínűtlenné, másrésztől, magyarázatot ad a kvarcporfirba zárt érc törmelékek hovatartozásáról.

Az "offshoots"-nak felfogott ércnyelvek mellékkőzetbe vélt intrúziója, mint már korábban is megemlítettük, nem intrúzióval, hanem tektonikai deformációval kapcsolatos jelenségek, és legalábbis egy esetben, egy porfirtelének, a telepkontaktussal csaknem párhuzamos intrúziója okozta az offshoot-hoz hasonló kőzet és érc viszonyát.

A Luossavaara fedőjének közvetlen érintkezése megközelíthetetlen, de a fedőkőzeli részeken, a fedőkőzetbe zárt érc törmelékek és ércblokkok, az érctelepnek a betakarása előtti szabad felületére engednek itt is következtetni (4. ábra). Hasonló jelenséget lehet megfigyelni, a Rektorn fedője és az érctelep kontaktusánál is.

Az érctelepek és mellékkőzetek érintkezésviszonyai kizárják az intrúziós telepfoglalás lehetőségét és az ilyen telepfoglalási elmélet helyességét.



12. ábra. Erózióra utaló érctelep-fedőporfir kontaktus. Kiirunavaara, 320 m szint

Fig. 12. Eroded part of the Kiirunavaara ore at the hanging wall contact. 320 m level

Az ércbreccsa fogalom: a breccsa megnevezést különböző módon lehet értelmezni. A bányatérképeken, ha a mellékkőzetben 20–25 % feletti a vastartalom, breccsának jelölik, függetlenül, hogy a breccsa geológiai értelmezése a szerkezetre vonatkozik-e. A mindennapos használatban három különböző szerkezetben fellépő, átlagosan 25% -nál magasabb vastartalmú ércesedést lehet idesorolni. Az egyik a Luossavaara érctelep fekéjében nagyjából egymással párhuzamosan fellépő túlnyomórészt dm-es, de olykor többméteres vastagságú magnetitérc lencsék és vastag erek. Ezeket a vastag ereket hálószerűen, vékony magnetiterezettség köti össze. A másik kifejlődés a magnetittel hintett feldúsulás, ami leggyakrabban, a magnetit-szenitporfir magasabb ércartalmú változata. A harmadik változat a szerkezethez kötött ércesedés, ahol a szegletes törmelék (érc vagy kőzet), matrixba (érc vagy kőzet) vannak ágyazva. A hintett típusú ércesedés Syvärvi és Henry telepétől, kisebb mértékben Luossavaarától nyugatra, valamint az U-Hauki kőzeteiben fordul elő. A Luossajärvi fúrási anyagában is előfordult ez a típus, de kiterjedése ismeretlen. A hintett és érezett ércesedéseknek gyakoriak a közös előfordulásai. Itt feltehető, hogy a primér ércesedés egy töréses, felrepedezett kőzetbe "migrált" másodlagos képződmény. Ezt azonban nem lehet egy erőteljes injekciónak tekinteni mint ahogyan azt az intruzív-magmás eredet zászlóvivői teszik.

Az ércbreccsa tulajdonképeni előfordulása, ahol a szegletes "klasztok" majdnem összeilleszthetők az ércmatrixban, kisebb kiterjedésben Kiirunavaara fekküjében, nagyobb kiterjedésben Tuolluvaara, Leveäniemi és Malmberget ércelőhelyein fordul elő. Ez utóbbi helyeken, részben fejtési minőségben is. A Syväjärvi, Henry, Leveäniemi, Malmberget és kisebb kiterjedésben a Tuolluvaara telepeinél fellépő breccsásodást, a szerző szerint stockwerknek (hidrotermális) is lehet tekinteni, míg a Kiirunavaara breccsájának kissé koptatott szegélyű egyedei, némi mozgás és szállítottság (roskadás, kőzetomlás) feltételezésére adnak okot (13. ábra).

A főtelepből kiinduló breccsásodás, ahogy GEIJER (1960) leírta, nem figyelhető meg. Más szóval, a főtelepek szomszédságában fellépő breccsásodás nem szükségszerűen van a főtelepekkel direkt kapcsolatban. A Kirunától nyugatra fekvő Ekströmsberg 1400 m hosszú, 40–50 m vastag magnetit és kb. 20 m vastag hematit ércelepeinél nem fordul elő breccsásodás. Általában a breccsásodás kiterjedése az ércprovinciában a metamorfózis fokának növekedésével függ össze. Ez nem zárja ki azonban a primér stockwerkes breccsásodást.

A konglomerátumok és érctelepek közötti viszony

Ebben a fejezetben foglaltak egy érdekes összefüggésre kívánják a figyelmet fordítani, ami a szerző szerint az ércképződés üledékes környezeti eredetét erősíti. Polimikt konglomerátum, mint az üledékes közbetelepülések tagja, gyakran fordul elő a vulkánikus terepen. A már korábban említett, Kiruna közelében előforduló, hatalmas konglomerátum szintekhez hasonló polimikt konglomerátum szintek, ha megszakításokkal is, (pl. a fiatalabb gránitok vagy vetődések okozta) de kiterjedésükkel egy a Kiruna körzettől nyugati irányba hajló, majd a Skandináv-Kaledonidák előnyúlványainál déli irányt követő, azután keleti hajlással a Skellefte ércprovinciába kapcsolódó "vulkáni ívet" jeleznek (PARÁK 1991). Ezek a legalább 450 km hosszúságban fellépő, az összetételükben és felépítésükben hasonló képződmények egy aránylag keskeny területen, gyorsan süllyedő-gyorsan emelkedő terület közötti, fluviálisan felhalmozott hordalékok jeleznek. Ez a "törésvonal" egyúttal jelzője a konglomerátum szinteket kísérő ércszinteknek és érceelőfordulásoknak is. Ilyen pl. a kb. 60 km hosszú Arjeplog körzeti üledékes vasércszint és a 30 km hosszúságban követhető Ultevis mangán-hematitércs szintje.

A Kiirunavaara fekkontaktusánál feltárt, két határozottan különböző kőzetből álló hordalék, egy konglomerátumformáló folyamathoz hasonló módon képződött, így konglomerátumnak fogható fel, mégha a megjelenése nem is egy klasszikus konglomerátumé. Kirunától 25 km-re keletre, Sautusvaara (55 millió tonnás ércvagyon) 2,5 km hosszú, 150 m vastag magnetitérc telepét közvetlenül egy 150 m vastag polimikt konglomerátum (főleg magnetit-szienitporfír, leptit, kvarc és magnetitérc) fedi. Ez a konglomerátum a tufás, rétegzett betelepüléseivel szembenítően hasonlít a Kurraavaara konglomerátumra.

A kb. 80 km-es kiterjedésű Skellefte ércprovincián belüli ún. Vargfors-Dömanberg konglomerátum kétszer 10–10 km-es szakaszának egy része direkt



13. ábra. Valamelyest szállított porfirklasztikum magnetit matrixban. Kiirunavaara feküje

Fig. 13. To some extent transported xenoliths of porphyry in magnetite matrix. Kiirunavaara, footwall

kontaktussal érintkezik az érctelepekkel. Itt rá kell mutatni arra hogy, a konglomerátum-érctelep kontaktusa nem mindig magyarázható meg utólagos egymásrátoldással és törésmenti lezökkenésekkel. Az provincia legnagyobb érctelepének (Rakkejaur) közvetlen kontaktusát egy gránitgörcgeteket is magábazáró polimikt konglomerátum képezi. GRIP (1951) a Rakkejaurtól 12 km-re fekvő Mensträsk ércelőfordulásáról közli, hogy: "The ores of the Mensträsk area are composed of more or less compact sulphides and are all connected with the zone of the coarse sediments and weathering breccia between the felsites and the upper slates." A leírásban egy 110 m vastag rétegsort polimikt konglomerátum, kvarchomokkő, és főleg tömör piritércből álló rétegek többszörös megismétlődése építi fel.

GRIP (1951) a kőzetösszetétel felépítésében résztvevő konglomerátum-ércviszonyra a következő magyarázatot adta: "The crushed conglomerate must have been easily permeable to the solution, while the slates on the side of the hanging-wall, being compact, were practically impermeable as was also, to the certain degree, the porphyry of the footwall." Ez a megállapítás egy másik magyarázatra emlékeztet. GEIJER (GEIJER & ÖDMAN 1974) a Kiirunavaara fekéjében feltárt "pszeudokonglomerát"-ról való értesülése után a következő magyarázatot adta: "...the conglomerate is to be regarded as a kind of ore breccia, the

highly mobile ore magma having penetrated among the loose-lying pebbles even more easily than in the solid porphyry."

A genetikai kiértékelésben GRIP (1951) kizárta az üledékes képződés lehetőségét a telepekben megfigyelhető diszkordanciák miatt. A leírt diszkordanciákat azonban egy modern szedimentológiai kiértékelés rogyásnak vagy csuszamlásnak is értelmezhetnék.

Az oxidos -ércek és a szkapolitosodás kérdése

Kirunától kiindulva déli irányban, a terepen végzett megfigyelések és mintavételek a szkapolitosodás kiterjedését egybeesőnek találják az oxidos ércek kiterjedési területével. A magnetitérc legdélibb előfordulása az Arjeplog körzetben a szkapolitosodott vékony rétegeknek is a legdélibb előfordulása (PARÁK 1991). Míg a szkapolit egy gyakori ásvány a Kiruna típusú és a szkarn-típusú ércek területein, addig a Skellefte ércprovinciában ismeretlen az előfordulása. SUNDIUS (1915) a Kiruna-zöldkőről írt monográfiában a bázikus intrúziókban, GEIJER (1931a) és FRIETSCH (1966) a Lina-típusú fiatal gránitok felhajtóerejéből származó, regionálisan fellépő metasomatózisban kereste a szkapolit megjelenésének okait.

A Prekambriumi Kiruna típusú és szkarn típusú ércek kiterjedési területén előforduló képződmények egy sekélyvízi és szárazulati környezetről adnak képet. A száradási repedések, a "rippel mark", a sekélyvízi keresztrétegzettség, az erodálódásra utaló feltárások, a konglomerátum, ilyen környezeti állapotokat tanúsítanak. A Viscaria feltárásánál megfigyelt pseudomorf sókristályok indikálják a sekélyvízi képződést (GODIN & LAGER 1986). Ebben a környezetben az elpárolgás, a kicsapódás, az újraoldás, a ciklikus evaporáció, a tavak-árkok-tektonók túltelített sósvizei kedvező előfeltételek az evaporit-sók kicsapódására.

Ezekből a megfigyelésekből a szerző arra a következtetésre jutott, hogy a vékony szkapolitrétegek, korábbi evaporitos kicsapódások jeleznek. A speciális szkapolitjelző elemek, a B, Be, Li és a Pb mind gyakoriak a Kiruna környéki vasérces területeken. Hasonló eredetűnek értelmezett szkapolitosodás ismert más területeken is. Finnországból TUISKU (1985) közölt adatokat a szkapolitosodás és a korábbi evaporitok összefüggéséről. DAVIDSON (1966) az ércek és az evaporitok közötti genetikai viszonyt írta le. SERDYUCHENKO (1975) példákön keresztül (Aldan pajzs üledékes sorozata) következtet a szkapolit megjelenésére, mint korábbi metamorfizált evaporit képződményre. Az ő vizsgálataiban a Prekambriumi sós-foszforos szkapolitos üledékek között, anhidrit és apatit is előfordul. CARTER & COLVINE (1985) a Balmat-Edwards körzetből (New York State), az ércek stratiform rétegeiben és lencséiben az anhidritet mint metaevaporitot értelmezik. HÖY (1982) a Cottonbeltről közli: "thin scapolite-rich layers in the immediate vicinity of the deposit suggest original hypersaline conditions, typical of restricted lagoonal or tidal-flat environments". A felsorolt példákban, a szkapolit egymaga, vagy az anhidrittel együtt fordul elő. Ennek

egy esetleges magyarázata, hogy az evaporit ásványai vagy tengeri (anhidrit), vagy szárazulati, sekélyvízi (szkapolit) eredetűek.

A regionális összefüggést természetesen nem lehet minden szkapolitosodott területre alkalmazni. A plagioklász is átalakulhat szkapolittá bizonyos kőzetekben. Ilyen átalakulást több helyről is leír GEIJER (1931a).

Egy szkapolitban gazdag, mm-cm vastagságú réteg nagy kiterjedésű fellépése, egy nem szkapolitosodott rétegsorban, gyakran primér evaporitosodott felületet feltételez. A szkapolitosodott területeknek az oxidos ércekkel egybeeső fellépését a szerző, a magasabbszintű oxidtelítettséggel magyarázza.

Az exhalatív-üledékes ércképződés

Az előzőekben, a szerző ismertette azokat a kutatási eredményeket, amelyek ellentmondanak egy intruzív-magmás ércképződésnek a Kiruna típusú telepeknél. Ugyanakkor, ennek az elméletnek az elvetése indokolja az újabb kutatási eredmények felhasználását a Kirunai Ércprovincia fejlődéstörténetének nagyszerkezetbe is beleillő genetikai magyarázatához.

Az intruzív-magmás elmélet az érctelepeket alkotó ásványokat egy ismeretlen ősmagmából származtatja. Az alternatív elmülethez az ércásványok eredetének keresésében megkísérlünk egy ellenőrizhetőbb forrást bemutatni.

A 14. ábra a zöldkő elterjedési területén belüli mágneses szintváltozásokat három különböző értékben (nano Tesla) jelöli meg. A zöldkőösszletben a mágneses mérések tehát, a kőzetek mágneses ásványtartalma alapján, erősebb és gyengébb értékeket érzékeltetnek. Az érc kutatás során azonban feltűnt, hogy a mágneses mérések érték-eltéréseket mutatnak olyan esetekben is, amikor a méréseket ugyanabban a sztratigráfiai helyzetben fekvő egy és ugyanabban a kőzetben, a csapásirányt követve végezzük különböző távolságokban. Ez az érc kutatásban egy fontos megfigyelés, különösen az olyan területeken, ahol a terep kb. 90%-át moréna takarja. Ilyen adat korábban ismeretlen volt. A részletes mérések, egy 30 km²-t átfogó, mágnességben alacsonyabb értékű területet határoltak el a magasabb értékű zöldkőösszlet Kirunától ÉNY-ra eső részén. Az átmenetek a normális érték és a csaknem 0-értékek között folyamatosnak mutatkoztak.

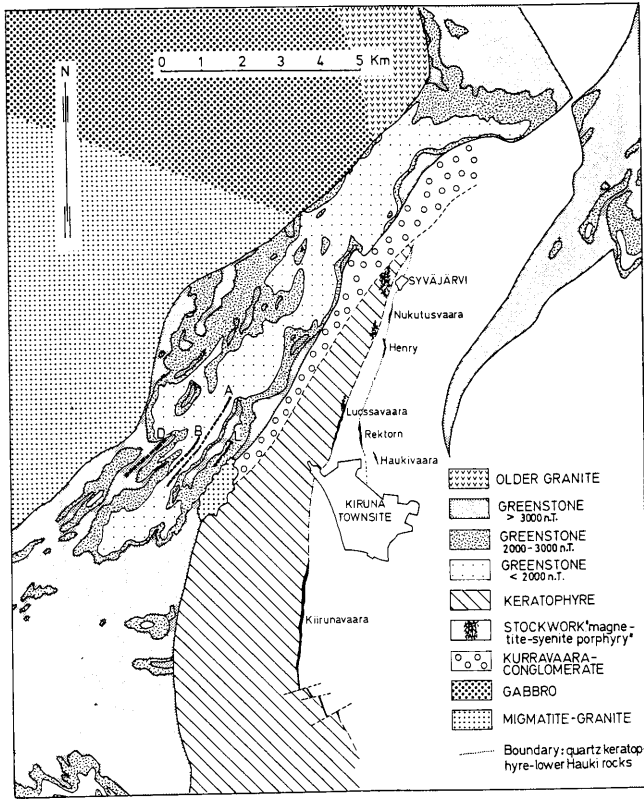
A jelenség megértése céljából, az első lépés a kibúvások bazaltpados-pillow-os kőzeteinek megvizsgálása volt. Ezekben a kibúvásokban a pillow-os egyedeket néhány mm-vastag, üveges albitkéreg veszi körül, vagy mint számos más helyen is megfigyelhető jelenség, a pillow-kérgen belül koszorúba rendezőve mandula üregek képződtek. Ezeket epidot, kalcit, homblende, klorit, pirit (pirrotin) vagy kvarc tölti ki. Szkapolitosodás is megfigyelhető ezeken a helyeken, de a szemrevételezés, a mágneses értékkülönbségre nem adott kielégítő választ. Ezek után a kémiai elemzések értékelésében kerestük a mérési eredményekre szerkesztett térképen szembetűnően markáns értékkülönbségekre a magyarázatot. A kémiai elemzési adatok összeállítása során feltűnt, hogy a nem átalakult eruptívumok átlagosan 11–14% Fe-t tartalmaznak míg az ala-

csenyebb n.T. területről begyűjtött mintákban, az Fe-értékek 7–10% körüliek. Annak ellenére, hogy ezeken az értékhatárokon kívül előfordulnak kivételek mindkét irányban és hogy a kémiai elemzésekhez begyűjtött minták sem képviselnek olyan gyakoriságot és rendezettséget mint a mágneses mérési pontok; a különbség szignifikáns. A szerző ebben a "magnetitelszegényesedésben" (a pirrhotin szerepe ebben a tekintetben elenyésző) a kőzeteknek, az átalakulással egybekötött, kioldási vagy kilugozási folyamatában látta a magyarázatot. Az izzónfolyó láva a beltengerbe (vagy öbölbe) való ömlése során heves reakcióknak az elindítója, melynek nyomait pl. a pillow-ok albititkérgezettsége és a lehűléssel kapcsolatos finom repedezettsége tanúsít. A spilitesedett zöldkő mai megjelenése tehát egy korábbi, felhevített, kilugozásnak kitett lávaállapotot igazol. Az ilyen folyamat megindításához szükséges mélységi hőenergia forrásáról, a területen fellépő intruzívumok adnak némi felvilágosítást.

Ha a Kiruna közvetlen környékén előforduló érctelepekhez kapcsolódó magnetitben elszegényedett zöldkőösszetlet 30 km²-es területét a Kiirunavaara érctelep 2 km-es mélységével szorozzuk meg, úgy 60 km³-es térfogatot kapunk. Ha ebből a térfogatból, csak 1% Fe-t számítunk kioldottnak, (sűrűség = 3,0), akkor a kioldott mennyiségből 2 400 millió tonna magnetit képződése lehetséges. A Kirunaközeli telepek ércvagyonra kb. 2 000 millió tonnára becsülhető. Tehát, a kalkuláció szerint 1% vasnak a zöldkőösszetletből való kiválása megfelel a Kirunakörnyéki telepek ércvagyonának. Ehhez a számításhoz használt paraméterek természetesen tetszőlegesek, de használatukkal érzékeltetni lehet a Kirunaközeli érctelepek felépítéséhez szükséges legfontosabb komponensnek, az ilyen úton való feldúsulási lehetőségét.

A kalkuláció szerint, a kioldásos folyamatokon keresztül, minden km³ kőzetből 40 millió tonna magnetit képezhető. Ez a mennyiség összehasonlítható egy utómagmás oldatokkal bomlasztott kőzetből kalkulált mennyiséggel, amelyet SMIRNOV (1968) publikált; "Consequently about 200 millió tons of bulk iron are carried away from each cubic kilometer of these rocks. In such albitized rocks, these alterations had vertical extents of at least as much as 900 m and areas running into square kilometers". Természetesen a komplex folyamatok mellett az anyakőzet primer összetétele az egyik alapvető előfeltétele a kioldásos folyamatok eredményességének.

Ha abból a feltevésből indulunk ki, hogy egy érckomponens kivonása a zöldkőből majd a kivont komponens egy aránylag közeli medencében történő kicsapódása kioldásos folyamattal függ össze, akkor ez a folyamat, a hasonló sztratigráfiai helyzetben fellépő érctelepekre is elképzelhető. A szerző néhány geofizikus segítségével, több érctelep közelében fellépő zöldkővet vizsgált meg. Így Ekströmsberg, Vieto, Sautusvaara és Puoltsa érctelepek szomszédságában, a különben "normális" zöldkőben alacsony n.T. területeket mért fel. Leveäniemi, Gruvberget és Tansari érctelepek közelében, a gabrónak térképezett, alacsony n.T. értékű terület feltételezhetően magnetitben elszegényedett durvaszemcsés zöldkő. A többi érctelep megvizsgálása különböző okokból elmaradt, de a hasonló mérési eredmények az említett érctelepek szomszédságában kétségen kívül erősítik azt a feltevést, hogy az érctelepek a zöldkőösszetlet származékai.



14. ábra. Térbeli összefüggés a Kirunai vasérctelepek, Viscaria (A, B, D, L) telepei és Kiruna zöldkő között

Fig. 14. Relationship between the Kiruna iron ore deposits, the Viscaria (A, B, D, L) ore deposits and the Kiruna-greenstone

A vasszulfidos érctelep képződési előfeltétele a vízalatti környezet. Az exhalációs-üledékes magyarázatok a tömör szulfidos ércek képződésére általánosan elfogadottak. A Skellefte ércprovincia tömör, pirit–pirrhotin telepeinek képződését az idősebb bázikus kőzetekből hidrotermális folyamatokkal, a kioldott elemekkel feldúsult oldatoknak a tengerfenék bizonyos részén (csapda) való kicsapódásával magyarázzák (CLAESSON 1994).

Ugyanakkor, mint már korábban több példával is bemutattuk, a szulfidos fázist helyenként oxidos fázis váltja fel és a fázisok sok ércelőfordulásban szalagos váltakozásban is fellépnek. A legfontosabb különbség talán nem az érc-képző oxidos és szulfidos komponensek anyakőzeteiben, vagy a kioldással és szállítással kapcsolatos komplex-reakciókban van, hanem a kicsapási közeg állapota határozza meg, hogy milyen típusú érc képződik. Azok a környezeti állapotok tehát, amelyek meghatározzák, hogy oxidos vagy szulfidos ásvány képződjön rekonstruálhatók a földtörténet különböző koraiból. Erre jó példa, a Ny-Grönlandban fellépő, 3750 millió éves Isua "supracrustal belt" (APPEL 1979), vagy devon korú Lahn-Dill vasércelőfordulásai, ahol úgy a magnetitet mint a hematitot primér képződésnek értelmezik (SCHNEIDERHÖHN 1941, "Untermeerische exhalativ-sedimentäre Roteisenerze Keratophyre-Eisenerze, Typus Lahn-Dill")

A Kiruna típusú ércek képződésénél az oxigéntelítettség szerepére a legjobb példa a magnetit és hematit rétegzettség. Ez a képződési szerkezet alátámasztja az oxigén szerepének fontosságát a kicsapódási közeg kémiai állapotának függvényében. Természetesen a folyamatban résztvevő más tényezők mint pl. a pH, Eh, hőmérséklet, a nyomásviszonyok, a koagulációs hatás stb. fontosságát nem lehet az oxigén szerepének összehasonlítani.

A fumarola működés érc-képző szerepéről ZELENOV (1958, 1960) az Ohotszki tenger Kurili szigetén végzett, részletes vizsgálatai számolnak be. A megfigyelési területeken a vulkáni működés minden változata, a láva, a piroklasztikus termékek, a breccsaképződés is folyamatban van, de a feltörő forróvízes oldatok és gázok szerepe, a kioldás, a szállítás és kicsapódás részletes tanulmányozása, jelentős mértékben járult hozzá a fumarola–szolfatara érc-képzésbeli szerepének megismeréséhez. A kioldott fémes komplexeket, patakok és folyók szállítják az Ohotszki tengerbe vagy a Csendes-óceánba. ZELENOV (1958, 1960) részletes leírásai, táblázatos összeállításokban is szemléltetik a különböző szigeteken feltörő forrásokban és patakokban szállított anyagok összetételét, a kőzetekben vizsgált átalakulásokat és a kioldott elemek sorát. ZELENOV, K.K. kémiai vizsgálatai is megerősítik a termálvizekben a pH szerepét, a hidrát és oxid kicsapódásánál. Iturup szigetéről a Bogdan Szmelnitszki vulkán 1,5 km széles, 500 m mély kráterjének fenékteknőjében egy "limonitkaszád"-ban, a vizsgálat idején kicsapódott limonit 10–12 m vastagságot ért el, és ez a mennyiség, a beszámoló szerint növekedett. Megemlítenéd, hogy ezekben a limonitfeldúsulásokban csak nagyon kevés a nyomelem, a limonit csak tiszták, más anyagoktól mentesek. A limonitforrások és patakok tehát jelentős vastagságú limonitot halmaznak fel. Egy ilyen nagyobb limonitmennyiséget termelő helyről, az Észak-Tjirip-ről, a naponta mért mennyiséget 185x60x86 400 grammal adja meg a

szerző. ZELENOV (1958) a Zuvara folyó 3 km-es szakaszán végzett vizsgálat adataiban közli, hogy a kifolyásnál, az 1,8 m³-es vízmennyiségben oldott vas 400–580 g/másodperc mennyiséget tesz ki, ami 35–40 tonnát jelent naponta. Ezeket az adatokat átszámolva, azt látjuk, hogy a Kirunakörnyéki telepek vasércvagyonának a felépítésére elégséges lenne 100 000 év, ha a sok forrásból és patakból csak három Zuvara kapacitású folyóban szállított vas mennyiségével számolunk.

Az apatit eredetéről: az intruzív-magmás elmélet szerint az apatit egy ősmagma differenciálódásának terméke. GEIJER (1910, 1931) abból a felfogásból indult ki, hogy a prekambriumban az apatit üledékes úton való feldúsulása nem lehetett olyan nagymértékű, mint a magmás feldúsulás. GEIJER (1962) később is kitartott a véleménye mellett, mert a Kiruna típusú ércek képződésének korából, az üledékes apatitkoncentráció hiányát továbbra is szignifikánsnak találta. Röviddel GEIJER cikkének megjelenése után, DAVIDSON (1963) kínai, orosz és délafrikai példákkal cáfolta GEIJER felfogását és mint már az előzőkben példákkal is meg erősítettük, a szakirodalom Skandinávián belüli és kívüli, nem magmás eredetű apatitfeldúsulásokat is ismertetett, úgy a korai mint a késői prekambriumból (PARÁK 1985).

A Kiruna típusú érctelepekben feldúsult apatit származására vonatkozó összehasonlításokat a Kirunakörnyéki érceknél idősebb, üledékes eredetű ércelőfordulásokkal kezdjük. Számos szkarn típusúnak nevezett érctelep, földrajzilag a Kiruna típusú ércek kiterjedési területén belül fordul elő az idősebb zöldkőösszletben. Rakkurijokki, 50 M tonnát képviselő telepének egyes rétegeiben, a P₂O₅ eléri a 6,78%-ot. A Kirunától 15 km-re fekvő Puolta 50 M tonnás telepében 3,62%, a 22 km-re fekvő Vieto 12 M tonnás telepében, 4,12% és a 22 km-re fekvő Sautusvaara 55 M tonnás telepében, helyenként 6% P₂O₅-t mutattak ki az elemzések. A Kirunától 45 km-re fekvő Tjavelk 6 M tonnás telepében az átlagos foszfortartalom 1,3%, de a legmagasabb értéket 1 m fúrómagban mutatták ki, ahol a P₂O₅ tartalom 15,8% volt !

A zöldkő fejezete alatt ismertetett Viscaria üledékes réz- és vasércelőfordulásaiiban a fluorapatit a tömör ércszalagban is fellép. Az A-szintben a P₂O₅ tartalom 0,59–2,45% között változott az ellenőrzött mintákban. Ezek az előfordulások mint már említettem, a Kiurunavaara–Luossajärvi–Luossavaara ércszint fekéje alatti zöldkőösszletben tárták fel. Magának a zöldkőnek a foszfortartalma 0,06–0,65% között változik az ércesedésen kívüli területekről begyűjtött mintákban.

A zöldkőelemzések csak ritkán foglalják magukba a ritkaföldfémeket. A Kirunától északra fellépő ércesedett üledékes közbetelepülésekből, 75 db mintában, a cérium 1200 ppm-es értéke volt a legmagasabb. A lantán minden mintában jelen volt 10–45 ppm közötti értékekkel. Határozott következtetést a hiányos jellemzők miatt nem lehet levonni. A vizsgálati eredmények alapján általánosságban azt a következtetést vonhatjuk le, hogy a zöldkő üledékeiben a ritkaföldfémek 7 elemében (Y, Ce, La, Nd, Tm, Yb, Eu), kimutatott 2500 ppm fölötti érték nem zárja ki a kirunaközeli érctelepekből ismert apatit–ritkaföldfém közötti pozitív korrelációt és minden valószínűség szerint, a ritkaföldfémek is

résztvettek a kőzet-átalakulások-kioldások-szállítással kapcsolatos, keveredés-kicsapódásos folyamatokban.

Szervesanyag közreműködésről vagy azok esetleges szerepéről az érctelep felépítésében nincsenek adataink. Ennek dacára helytelen lenne kizárni az ilyen lehetőséget. A kirunai fekélyösszlethez tartozó Viscaria ércbánya A-szintjébe beágyazott 0,8–1,0 m vastag mészkő-szarukő (chert) képződmény sztromatolit képződményre emlékeztet. GODIN & LAGER (1986) tanulmánya során a helyszínen mutatta be a 4–5 cm átmérőjű gömbszeletes mészkő-szarukő képződményeket. A képződmény magnetitos és kalkopirités héjak miatt jellegzetesen sztromatolit eredetű. A gömbök közötti teret szarukő töltötte ki. Az ércelfordulásoknál itt több képződmény, mint már korábban említettem, sekélyvízi-lagunás környezetről tanúskodik, kiszáradási periódusokkal. Az érctelep fekélyében tipikus száradási repedések hálózatát tárták fel. A szerző pl. az apatitlaminitek képződését okozó ritmusosságban a fizikai és kémiai paraméterek mellett elképzelhetőnek tartja a szervesanyag közreműködést is. Prekambriumi szerves eredetű képződményekről sok példa ismert. KRUMBEIN (1983) tanulmányában a felsorolt sztromatolitos előfordulásokról szolgáljon itt példának a Gunflint Iron Formation Ontarából, ahol a vasban dús jól felismerhető sztromatolitiképződményt 2 milliárd évesre datálják, vagy a 2,8–2,6 milliárd éves sztromatolitos képződmények Zimbabweből.

A zöldkőösszletben fellépő szkarnos magnetitércék, az áthalmazott vulkáni törmelék, a kémiai üledékek, a vulkánkitöréses időszakok közötti nyugodtabb periódusokat jelzik. Annak mértékét, hogy a korábbi apatitos képződmények milyen nagyságban erodálódtak, milyen mennyiségek oldódtak ki vagy vettek részt ismétlődően is a folyamatokban, csak találgatni lehet.

Következtetések

A porfíros kőzetek kiterjedési területe és fellépése bizonyítja, hogy a Kiirunavaara medencekitöltésével egyidejűleg a vulkanizmus vízalatti (tengeröböl vagy kaldera tó) és szárazulati tevékenysége, számos formában épített és erodált. Az idősebb bázikus vulkáni termékek között beágyazódva intermedier láva és piroklasztikum is megfigyelhető. Ugyanakkor, ha ritkán is, de bázikus termékek is megfigyelhetők az intermedier környezetben. A vulkáni összletek felépítésében gyakran nehéz a láva, vagy tufaeredetet felismerni, de a tufaszolgáltatás feltehetően nagyobb volt, mint amit a jelenlegi kőzetszövetek mutatnak. A hatalmas, több száz kilométeres kiterjedésű nagyszerkezethez kapcsolódó, "vándorló vulkáni aktivitás" tufa anyaga, elképzelhetően mind közeli, mind távoli, vízi- és légi szállítással, vízben és szárazulaton, különböző vastagságú rétegeket épített fel. A Kiirunavaara és Luossavaara érctelepeiben megfigyelhető tufa beágyazódásokat, a szerző, disztális terméknek tekinti (zöldkő), amit egy erózióval nyitott gyors áramlás moshatott a üleptető medencébe. A beágyazott tufaanyag légi úton való szállítása, feltételezhetően, az egész ülepedési medencét átfogó nyomot hagyott volna maga után. Az intruzív-magmás elmélet ezekről a beágyazásokról nem tesz említést.

Genetic re-evaluation of Kiruna-type ores

Tibor PARÁK

The Kiruna field lies in an area of Precambrian rocks dipping more or less steeply to the east. The oldest members of this group form a thick pile of basaltic and andesitic rocks, often showing pillow structures these are collectively known as the *Greenstone Complex*. Together with these basic volcanics we find graphite-bearing slate, carbonate rocks, jaspilite, iron, and copper- mineralizations. Chalcopyrite is the dominant copper mineral and it occurs in several deposits. Of these the Viscaria mine has been mined since 1981. East of the greenstones lies the thick beds of the *Kurravaara conglomerate*. The pebbles consist mostly of greenstones and porphyries similar to those overlaying the conglomerate. The Kurravaara conglomerate is overlaid by the Na-rich *syenite porphyry*, with well-developed lava structures. The major minerals are alkali feldspars, dark minerals and up to 5% quartz. In some places it is phenocryst-free, in others it shows an amygdaloidal structure. Amygdules are filled with magnetite, titanite, feldspar and actinolite (hornblende). Variants rich in magnetite are named magnetite-syenite porphyry. Tuffitic layers, up to 2 m thick, are well developed near the contact of the ore body and its foot-wall porphyry. These show an angle of unconformity of about 30°-35° of the foot-wall contact. Exposures of the base of the Kiirunavaara ore show the presence of a "pseudoconglomerate", consisting of well-rounded pebbles of foot-wall porphyries in a magnetite matrix. The central coarse-grained part of the syenite porphyries was previously considered as a syenite.

The Kiirunavaara-Luossajärvi-Luossavaara ore horizons are overlaid by *quartz-bearing porphyry*. This rock more frequently exhibits an ignimbritic shape than a distinct lava structure. The phenocrysts are composed of albitic plagioclase, microcline, and seldom quartz. The matrix of the quartz-bearing porphyry is micropoikilitic, and consists of quartz, microcline, magnetite, hematite, leucoxene, biotite, chlorite, muscovite, and apatite. Also present, in small quantities are zircon, calcite and tourmaline. Beds of agglomerate and conglomerates, as well as lenses and fragments of iron ore are common. The agglomerates consist mainly of fragments of syenite porphyry, quartz-bearing porphyry, magnetite-syenite porphyry and magnetite ore. Rock fragments, which can only have been derived from the Lower Hauki complex, have been found.

Above the Luossavaara ore a conglomerate bed is present. The pebble material of the conglomerate includes syenite porphyry, quartz-bearing porphyry, some fine-grained rock pebbles, magnetite ore and quartz. The matrix is a greyish-green leptitic rock. The presence of pebbles, magnetite ore and fragments, fragments of porphyric rocks are important in discussions about the origin of the ore. These ore fragments are of the same type as in the

Kiirunavaara– Luossavaara ore deposits. The quartz-bearing porphyry is apatite-brecciated over large areas of the Henry mine. One drill core shows a 5 m thick anhydrite bed in the quartz-bearing porphyry, near the Luossajärvi ore deposit.

Dykes of syenite porphyry cross-cut both the syenite porphyry and the Kiirunavaara ore deposit. None of these dykes have been observed in the quartz-bearing porphyry. Dark grey, fine grained dykes have of a meta-diabase up to several meters in width occur in the syenite porphyry W of Kiirunavaara and in the agglomerate east of Luossavaara. Dykes of quartz-bearing porphyry in Kiirunavaara have also been discovered.

The *Lower Hauki Complex* is an altered, mineralized suite which extends from Haukivaara to Syvjäarvi. For the most part, these rocks rest on the Per Geijer ore horizons. The dip of these rocks varies, about 50° at its southern end, and about 70° at its northern end.

The lower part of the Lower Hauki Complex consists of consolidated detritus. Detritus of porphyry in earlier publications was known as Rektor porphyry. It consists of two different rock types. One is a sandstone-like rock with diagonal iron bedding. This rock also contains fragments of the same type of ore as is found in the underlying Rektorn deposit. This rock grades into a homogeneous spherulite-bearing volcanic rock. Both types of rock are silicified. These rocks are composed of K-feldspar, quartz, calcite, sericite, ankerite, albite, haematite and magnetite. Small amounts of barite, tourmaline, zircon, and orthite are also present. Pegmatite dykes of several decimetres are present, formed respectively quartz, ankerite, specular haematite, calcite and acidic plagioclase. These dykes contain some gold.

Syenite porphyry of the Hauki type is fine-grained, gray and foliated, and penetrated by calcite veins and impregnated with magnetite and haematite. Less common are impregnations of pyrite, chalcopyrite, azurite and malachite. The rock is composed of albite, quartz, muscovite, sericite, biotite, haematite and magnetite. Accessories include orthite, zircon, tourmaline and apatite.

Sericite quartzite is also known as sericite schist. Individual units are up to 10 m thick. The principal mineral components are quartz and sericite. Some parts of the rock include haematite.

The *Vakko or Upper Hauki Complex*, overlies the Lower Hauki rocks. These rocks are composed of mechanical sediments. In places the contact between the two groups of rocks is in conformity. Tectonic contacts are also present. The total thickness of the rock is about 1000 m. The eastern boundary of the Vakko rocks is marked by a line of dislocation.

The lowermost unit of the Vakko rocks is classified as Graywacke, although in places it might better be described as conglomerate. The thickness of the unit varies, averaging about 50 m. Many of the rock fragments are composed of quartz-bearing porphyry, quartz, quartzite, phyllite and haematite. The matrix is impregnated with haematite and magnetite. In places the graywacke exhibits sandier interlayers which show cross-bedding and graded bedding.

Phyllite: the graywacke is overlaid by about 50 m of phyllite. The phyllite contains abundant biotite-rich interlayers as well as fine-grained impregnations of haematite and magnetite. Characteristic for the phyllite are the numerous quartz veins with pyrite and chalcopyrite impregnations.

Quartz sandstone: this member of the Vakkó rocks has a thickness of about 2 km, including several conglomerate units. Within the sandstone and conglomerates, a thin zone of iron oxides showing cross-bedding is common. The conglomerate pebbles are almost entirely composed of quartz-bearing porphyry, although phyllite and haematite fragments can be found in the lower part.

The *Kiruna-type ore deposits*: the Kiirunavaara–Luossajärvi–Luossavaara deposits form three independent ore bodies, but a contemporaneous deposition of a basin is probable at least 7200 m long. Today only the Kiirunavaara deposit is mined. The Luossajärvi deposit lying 4–500 m below the surface is going to be mined after drainage of the lake of Luossajärvi. In Luossavaara the mining has been closed.

The *Kiirunavaara* ore deposit is about 4000 m long and has an average width of 90 m. It has been proved, by drilling, that the ore is at a dept of about 1000 m, but the magnetic measurements seem to indicate a depth of about 1800–2000 m. The ore body strikes NNE and generally dips about 50°–60° towards the east. The Kiirunavaara deposit includes both apatite-bearing and apatite-poor parts of the ore body. Haematite is only a minor constituent. The apatite-bearing ore diminishes, with depth, in the Kiirunavaara ore deposit. The apatite grains are about 0.008 mm in diameter. Usually the boundary between apatite-bearing and apatite-poor ores is sharp, the boundary itself generally being parallel to the longitudinal axis of the orebody. The texture of the apatite-bearing ore is highly variable. These variations include apatite-banded or laminated ore, skeleton ore and apatite spotted ores. The most important gangue mineral consequently, is fluorapatite, containing about 0.6% of rare earth types. Haematite ore up to 25 m thick has been found within the magnetite ore.

In the Kiirunavaara ore body tuffitic interlayered rocks can be observed. One of these has been described by CARLSSON & ÖHMAN 1986. This rock contains significantly higher magnesium content than the wall rocks. The magnesium-rich interlayered rock in the ore may represent fall-out material from nearby basic volcanic activity during a pause in the precipitation of ore substances.

Skarn iron ores also occur in the footwall rocks at Kiirunavaara where, in places, it forms the bottom part of the main ore body. Calcites or limestones are rare components of the ore body. However, in one place a 3 m thick white limestone is observed in the magnetite ore. The limestone contains disseminated sulphides. Small red lenses up to 15–20 mm long, composed mainly of monazite and albite, have been found in the apatite-bearing ore. Tourmaline has been observed. The K₂O-contents belong to the biotite and flogopite, and the Na₂O-content to the richterite and albite. Sulphide are rare in the ore. Pyrite is occasionally found on joints and in the filling of fault fissures. The largest

disseminated area of pyrite is 5000 m². A few small copper veins have also been found.

Luossajärvi: The ore body is calculated to be about 1000 m long and 60 m wide. Drilling show that a third of the ore width is composed of haematite. The haematite zone lies between two magnetite ores. Transition between the two ore types is graded. Both types of ore are apatite-bearing, apatite comprising about 50% of the volume.

Luossavaara: 1200 m long and 90 m wide on the surface. From the 3–400 m level, the orebody is only a few m wide. An interlayer of chloritized foliated tuffite runs parallel to the ore contact. The ore is richer in Ti than the Kiirunavaara ores.

The Per Geijer ores (Haukivaara, Rektorn, Henry, Nukutusvaara, Lappmalmen). Both magnetite and haematite ores are found in these deposits. The Per Geijer ores contain from 15 to 20 vol. per cent apatite, independent of whether the ore is magnetite or haematite. In most cases, the phosphorus-rich magnetite is closer to the footwall and the phosphorus-rich haematite closer to the hanging wall. The apatite is not always pure fluorapatite. In the southern part of the Rektorn deposit, a diagonal layer of apatite-banded ore has been observed. In the Lappmalmen ore, fine-grained, almost phyllite-like interlayers are present in places. These one cm-thick layers run parallel to the apatite banding. A transitional gradation from apatite-banded to quartz-banded ore has been demonstrated in at least three drill-holes.

The thickness of the ore in the Per Geijer deposits varies. The maximum thickness which has been determined to date was found in a drill-hole in the Lappland ore. There, the ore section was 250 m thick. This ore contains an average of 44.4% Fe, 4% P, and 5% SiO₂. Chemical analyses show that potassium is more abundant than sodium in the Per Geijer ores. This is also true for the Kiirunavaara–Luossavaara ores. Magnetite and haematite in the Per Geijer ores vary in grain size from 0.02 to 0.10 mm, haematite usually being somewhat coarser grained. Grain-boundary martitization is in evidence in ore samples from Rektorn, Haukivaara and Lappmalmen. All of these have been in production. The Lappland ore lies about 700 m below the surface and has not been mined. Alterations affecting the Per Geijer ores include silicification, sericitization, chloritization of the wall rocks and martitization of the magnetite ore.

In at least three cases a direct transition from the Per Geijer ores – i.e. apatite-banded ores – to quartz-banded ores can clearly be demonstrated. As with the apatite-banding in the Per Geijer ores, the quartz layers in this relatively low-grade ore are parallel to the regional strike and dip. Haematite is the dominant iron oxide in this ore type. Usually, the boundaries between the quartz and haematite or magnetite layer are sharp. In a few cases, however, graded contacts have been observed. Individual layers usually are a few cm thick. The thickest quartz-banded ore which has been drilled to date measures 60 m across. It is located between the Rektorn and Henry ores. In one deep

drillhole a quartz-banded ore, together with, interlaying quartz, sericite and quartzite, comprise over 200 m of the section.

The Hauki haematite ores often contain fragments which have led to their being called "fragment ores". For the most part, the fragments are composed of white and red silica-cemented rocks. Another characteristic of the ores is that they often have high Ba contents. Relatively iron-poor Hauki haematites from the northern part of the field (Syväjärvi) contains up to several per cent barium.

Conclusions

In 1910, GEIJER published a monograph on the geology of the Kiruna Field. The iron ores were considered to be magmatic extrusives. In 1919 he revised this hypothesis and proposed a magmatic-intrusive origin of the ores. According to GEIJER, the apatite iron ores of the Kiruna field were formed by the differentiation of parent magma which also gave rise to the porphyries; the latter form the wall rocks of the ore bodies. The main ore bodies were fractionated out, as a separate magma, from their mother magma under the influence of volatile constituents. This separation must have taken place somewhere in the volcanic sub-structure or even deeper down. The relation of the magnetite and apatite are considered to be differentiation processes within the ore intrusions: a difference in age between certain phases. The ore bodies were intrusive, as proved by the contact relations, including the ore breccias. Since the latter are offshoots from the main ore bodies, they cannot represent any later mobilization of material. The ore magma must have been characterized by a high mobility. The Hauki haematite ores, finally, are the products of a replacement processes of a hydrothermal nature.

This study, however, presents a new concept according to which the ores are formed as sediments in a marine-volcanic environment.

The apatite as a characteristic of the Kiruna-type ores

One of the important questions regarding the origin of the Kiruna-type ores is the role played by apatite (mainly fluorine apatite) in the ores. GEIJER (1931) realized that phosphorus is a conspicuous component of the Kiruna-type ores. He also assigned to phosphorus an exclusive role relative to other ore types. GEIJER assumed that sedimentary concentration of phosphorus was virtually absent in Precambrian rocks (GEIJER 1962). On the basis of his assumption, he stated that the apatite in the Kiruna-type ores is of magmatic origin. According to the intrusive theory, if the magma consists of apatite and magnetite, the phase which is richer in apatite is always the younger. During movements of the magma, the apatite is massed together into lumps which later on were rolled out into layers, between which the magnetite and the remaining apatite

have been crystallized. However, the apatite-rich ores sometimes occur in several textures, such as banded-laminated ore, skeleton ore and apatite spotted ore. Cross bedding of the apatite banded ore has been discovered in the Rektorn, Zenobia of Kiirunavaara, and Henry deposits. At Kiirunavaara, the amount of apatite-rich ore decreases with depth. Offshoots and fluidlike structures have been formed in connection with tectonic movements.

The present author, however, believes that the banded-laminated ore pattern, where the magnetite and apatite are formed from 1 mm laminae to several cm-thick bands, suggests a sedimentary origin as the most probable mechanism. It is difficult to imagine the existence of late intrusions in parallel sheets on this small a scale and over distances measured in kilometres. The cross-bedding of the apatite banded (laminated) ore cannot be interpreted as an intrusive or tectonic phenomenon.

The role of apatite as being characteristic in the discussion of the ore genesis has been confined almost exclusively to the ores of the Kiruna-type. In fact, however, drilling has indicated that the apatite-rich part of the Kiirunavaara ore tapers out with depth. In addition, apatite, as a phosphorus mineral occurs in the same manner and also in similar amounts in other types of ore; such as the BIF-types, (Pääkkö formation in Finland, Broken Hill in Australia), the skarn-types (e.g. several within the Kiruna field, New Jersey, USA, Lebiajaja in Russia) as well as in sulphide-types (e.g. Boliden, Viscaria in Sweden, Broken Hill, Renison Bell Tasmania in Australia, Bihar in India).

None of these ores is considered to be intrusive or to have originated from an ore magma. The interpretation which believes that there existed a mother ore magma as a source of the ores at Kiruna, cannot be accepted.

The contact relationship and the ore-breccia

Discordance between the footwall rocks and the ore contact has been found in the Kiirunavaara open pit, at an angle of 30°-35° degrees. In addition, pseudoconglomerate deposits in the Kiirunavaara deposit suggest that, before the formation of the ore, the surface of the footwall rocks was exposed to erosion. A detailed examination of the hanging wall of the Kiirunavaara ore body shows that the contact resembles that of an erosional surface rather than a contact one might expect to be characteristic for an intrusion. At the contact, bands of apatite-rich and apatite-poor ore are eroded. Alteration, brecciation, glide plans and slicken sides are absent.

The quartz-bearing porphyry is significant because it contains plenty of ore fragments. This is especially well illustrated in the hanging wall at Luossavaara. Most of the fragments are angular. They have the same chemical-mineralogical composition, structure and grain size with the main ore bodies. Other rock fragments have also been found. With regard to the hanging wall relationship, the contact in the Rektorn ore clearly indicates that it is an erosional surface. The phenomenon is reminiscent of the appearance of ore fragments in the

hanging wall of the Kiirunavaara and Luossavaara deposits. Diamond drilling across the contact between apatite-banded and quartz-banded ores has provided additional data. Quartz-bands begin to appear in the apatite-rich magnetite ore and are found upward as the material grades into apatite-free quartz-banded haematite (magnetite) ore.

The ore-breccia: one of the most important arguments for concluding that the apatite iron ores of the Kiruna-type are intrusive in origin has been the assumed intrusive character of the ore breccias. The present author, however, does not believe that the formation of the breccias is analogous to the ores of the Kiruna field. As mentioned earlier, the ore breccias include three types of mineralization. One type appears as a form of fine-grained ore impregnation. It is assumed that this type of impregnation is primary. An interesting aspect of these primary mineralizations is that they almost always appear where the ore breccia has the appearance of crushed wall rock surrounded by ore. This probably means that a primary mineralization has been directed into a fracture system. This is not to be interpreted as a forceful injection of ore. The present author, believes that the large scale breccias are secondary formations and at several places can be considered as a stockwork of hydrothermal origin.

Conglomerates and ores

In this subtitle, the author directs attention to the often very closed appearance of conglomerate and ore deposits.

Oxide ores and scapolitization: perhaps, the most conspicuous difference between the oxide iron ore areas (Kiruna-Arjeplog) and the sulphide iron ore areas (Skellefte district) is the scapolitization of various rock in association with Kiruna and adjacent areas. Scapolite is absent within the Skellefte district. This difference between the two ore districts probably reflects a major difference in primary environmental conditions. The author believes that, the scapolite in the sedimentary pile, where scapolite forms almost pure bands or layers, was probably formed on primary evaporation surfaces.

Evidence of an exhalative - sedimentary origin for the Kiruna ore deposits

The present study offers a new point of view on the geological history of the Kiruna ore deposits and this in turn means that earlier evidence with regard to the genesis of the ore must be re-examined. On the basis of new field observations and chemical analyses, it can be concluded that the ores of the Kiruna-type ore are sedimentary and were deposited in a marine-volcanic environment.

The present author (1985) has suggested that the ore substances probably originated from greenstones which occur at lower stratigraphic level. The greenstones are weakly or moderately magnetic. In some places, however,

magnetic and non-magnetic rock equivalents are found at the same stratigraphic level. The magnetic character in the stratigraphic level is gradual. Iron impoverishment of the spilitic greenstones is the result of heating and leaching, and this can be demonstrated at certain localities. In fact, it could provide a reliable explanation for the magnetic-nonmagnetic phenomena. Observable alteration features of the pillows within the nonmagnetic areas include a glassy, albitic crust a few mm thick and many pillows. Inside the crust there is a ring of any nodules a few cm thick filled with carbonate, hornblende, quartz, epidote and iron sulphides. Scapolitization is common.

NW of the Kiirunavaara-Luossavaara ore deposits, nonmagnetic greenstones cover an area of about 30 km². Based on the approximate depth i.e. 2 km of the Kiirunavaara the greenstones comprise a volume of 60 km³. The iron content in the greenstones varies, although the average value is 11-14% Fe. If only one percent of this iron content were leached out, the result would be about 2400 million tons of magnetite. The main ore bodies of Kiruna, together with the nearby iron ores, have been estimated to contain about 2000 million tons of ore. Using one per cent of the total iron content of the greenstones in this calculation is, of course, arbitrary. However, this calculation means that the extracted iron from each cubic km of rocks could form 40 million tons of magnetite.

A submarine environment sometimes provides the necessary conditions for iron precipitation. Many iron sulphide deposits consisting of nearly pure pyrite are believed to have originated in this way. Exhalation-sedimentary processes have also been suggested as an explanation for the formation of many massive sulphide ores. Even in massive sulphide ores the main metal component in most cases is iron. On average the Skellefte district ores in Sweden contain 31% Fe, mainly as pyrite.

The environmental condition necessary for the formation of the oxide-sulphide mixed assemblages existed before the ores of Kiruna were formed. Coexisting sulphide-oxide phases, which the author believes to be primary, can be seen in rocks older than the 3750 m.y. in the Isua supracrustal belt on W. Greenland.

Occurrences of magnetite within or alongside massive sulphide ores have been found, just like the sulphides which are sometimes abundant in the Kiruna-type ores. Within the Kiruna-type ores, one characteristic feature is the layer-like alternations of magnetite and haematite. All these phenomena show that the oxidation potential of the environment at the time of the precipitation the iron precipitated was an important variable. Of course, other factors, both physical and chemical, influenced the events before and after the iron-bearing solutions became oxygenated.

Submarine fumarolic activity is a possible primary process that should be considered as an ore formation. Another process which could well be important in ore formation is hot spring activity such as that which is now active on the Kurils Islands in the Ochotska Sea. ZELENOV (1958, 1960) gives a detailed description of iron deposition from, among others, the Ebeko volcanoes. At N

Tjirip, were one ton of iron is precipitated every day, and in the Zureva River about 35–50 tons of iron are deposited every day. As a comparison, it can be mentioned that if the assumption is made that the order of magnitude of iron deposition in the Kiruna field is a result of a volcano like Ebeko (of three river capacity) it would have taken 100 000 years to build the ores of Kiruna.

GEIJER assumed that the apatite in the ores of the Kiruna-type is magmatic in origin. He stated that sedimentary concentrations of phosphorus were virtually absent in Pre-cambrian rocks. Phosphorus enrichment, however, has been found in a greenstone unit which underlies the Kiruna porphyries. Phosphorus determinations from skarn iron ores, which are considered to be of sedimentary origin, show contents with the same values as the Kiruna ores. With the Viscaria ore (which is situated in the greenstones, stratigraphically below the Kiruna ores in the copper ore of A-horizon) the P_2O_5 content varies from 0.59 to 2.45% .

These analyses demonstrate an older (relative to the Kiruna-type ores) sedimentary enrichment in phosphorus within the ore province.

Apatite and the rare earths show a positive correlation which is a clear indication that the rare earth elements were present during the precipitation of the iron ore substances.

Commonly, the skarn-type ores – regardless of where they occur in the provinces – associated with reworked volcanic and chemical or clastic sediments interlayered in greenstones. These rocks indicate that the volcanic lava production was sometimes interrupted by erosion and sedimentation. It is impossible to know how much of that older phosphorus concentration was eroded, leached, re-leached, and precipitated and how much has been leached from rocks such as the spilites. It is also not possible to answer the question of how or if biological processes were involved in the phosphorus precipitation. During the volcanic epoch, outpouring of lava, erosion, various degrees of material transport, mechanical and chemical sedimentation along with fumarole activity took place with varying degrees of intensity. Changes in the topography probably took place relatively rapidly during this epoch. In the intervals between periods of active volcanism, however, the conditions were right for significant sedimentation in larger (e.g. crater lake, inland sea) basins.

Irodalom-References

- APPEL, P.W.U. 1979: Stratabound copper sulfides in a banded iron-formation and in basaltic tuffs in the early Precambrian Isua supracrustal belt, West Greenland. – *Econ. Geol.* **74**, 45–52.
- BELEVITSEV, Y.N. et al. 1982: Volcanogenic-sedimentary origin of magnetite ores of the Urals. – *Internat. Geol. Review.* **24**, 1405–1416.
- CARLSSON, G., ÖHMAN, E. 1986: Alkalis strukturberoende. Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag. – Kézirat. 41 p.
- CARTER, T.R., COLVINE, A.C. 1985: Metallic mineral deposits of the Grenville province, southeastern Ontario. – *Can. Mining Metall. Bull.* **78**, 875, 96–106.
- CLAESON, L.Å. 1994: The geochemistry and palaeotectonic setting of lower Proterozoic metavolcanic rocks and related intrusives in the Skellefte massive sulphide ore district, Northern Sweden. – Licentiate thesis 1994:26 L, Dept. of Environmental Planning and Design. Div. of Applied Geologi. Luleå, Sweden.
- DAVIDSON, C.F. 1963: Phosphate deposits of Precambrian age. – *Min. Mag.* **109**, 205–208.
- DAVIDSON, C.F. 1966: Some genetic relationship between ore deposits and evaporites. – *Inst. Mining Metallurgy Trans.*, 75/B, B215–B225.
- DUNN, J.A. 1937: The mineral deposits of eastern Singhbhum and surrounding areas. – *India Geol. Survey Mem.* **69**, p. 268.
- FORSSELL, P. 1987: The stratigraphy of the Precambrian rocks of the Kiruna district, Northern Sweden. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **812**, 36 p.
- FRIETSCH, R. 1966: Berggrund och malmer i Svappavaarafältet, Norra Sverige. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **604**, 282 p.
- FRIETSCH, R. 1978: On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type. – *Econ. Geol.* **73**, 478–485.
- GEIJER, P. 1910: Igneous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. – Scientific and practical researches in Lapland arranged by Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag, Stockholm, Nordstedt, 278 p.
- GEIJER, P. 1919: Recent developments at Kiruna. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **288**, 22 p.
- GEIJER, P. 1920: Tuolluvaara malmfältets geologi. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **296**.
- GEIJER, P. 1931: The iron ores of the Kiruna type. Geographical distribution, geological characters, and origin. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **367**, 39 p.
- GEIJER, P. 1931a: Berggrunden inom maltrakten Kiruna-Gällivare-Pajala. – *Sveriges Geol. Undersökning, ser. C*, **366**, 225 p.
- GEIJER, P. 1950: The Rektorn ore body at Kiruna. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **514**, 18 p.
- GEIJER, P. 1960: Guide to excursions No. A32 and C26. – Geol. Survey of Sweden (The Kiruna ores).
- GEIJER, P. 1962: Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. – *Arkiv Min. Geol.*, Band 3, No. 9.
- GEIJER, P., ÖDMAN, O.H. 1974: The emplacement of the Kiruna iron ores and related deposits. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **700**, 48 p.
- GODIN, L., LAGER I. 1986: Viscaria a copper deposit in a Proterozoic playa-lake complex. – IAGOD Symposium, 7th, Luleå, Sweden, 1986, Abstracts.
- GRIP, E. 1951: Geology of the sulphide deposits at Menstråsk and a comparison with the other deposits in the Skellefte district. – *Sveriges Geol. Undersökning Ser. C*, **515**, 52 p.
- HUTCHINSON, R.W. 1979: Evidence of exhalative origin for Tasmanian tin deposits. – *Canadian Mining Metallurgy Bull.* **72**, 808, 90–104.
- HÖJ, T. 1982: Stratigraphic and structural setting of stratabound lead-zinc deposits in southeastern B.C. – *Canadian Mining Metall. Bull.* **75**, 840, 115–134.
- JOHNSON, I.R., KLINGNER, G.D. 1976: The Broken Hill ore deposit and its environment. – In: KNIGHT, C.L. (ed.): *Econ. Geol. of Australia and Papua New Guinea*, I. Metals: *Australasian Inst. Mining Metallurg. Mon.* **5**, 476–491.
- KINOSHITA, K. 1924: Colloidal solution as the mineralizing solution of the Kuromono deposits. – *Tohoku Imp. Univ. Sci. Repts.*, Ser. 3 Vol. 2.
- KRUMBEIN, W.E. (ed.) 1983: *Microbial Geochemistry*. – Blackwell Sci. Publ. Printed at the Alden Press, Oxford.

- LAAJOKI, K. 1975: Rare-earth elements in Precambrian iron formation in Väyrylänkylä, south Puolanka area, Finland. – *Geol. Soc. Finland Bull.* **47**, 93–107.
- LAAJOKI, K., SAIKKONEN, R. 1977: On the geology and geochemistry of the Precambrian iron formation in Väyrylänkylä, south Puolanka area, Finland. – *Geol. Survey Bull.* **292**, 137 p.
- ÖDMAN, O.H. 1941: Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. – *Sveriges Geol. Undersökning, Ser. C*, **438**, 190 p.
- PARÁK, T. 1971: Bidrag till Kirunaområdets stratigrafi och tektonik. – *Geol. För. i Stockh. Förhandl.* **93/1**, 47–51.
- PARÁK, T. 1973: Rare earths in the apatite iron ores of Lapland together with some data about the Sr, Th and U content of these ores. – *Econ. Geol.* **68**, **2**, 210–221.
- PARÁK, T. 1973a: Kirunamalmernas bildning. Svédnyelvű Dr értekezés. – Tryckericentralen, Luleå, 1973. 222 p.
- PARÁK, T. 1975: The origin of the Kiruna iron ores. – *Sveriges Geol. Undersökning. Ser. C*, **709**, 209 p.
- PARÁK, T. 1975a: Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna type". – *Econ. Geol.* **70**, **7**, 1242–1258.
- PARÁK, T. 1984: On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna Type – A discussion. – *Econ. Geol.* **79**, **8**, 1945–1949.
- PARÁK, T. 1985: Phosphorus in different types of ore, sulfides in the iron ore deposits, and origin of ores at Kiruna. – *Econ. Geol.* **80**, **3**, 646–665.
- PARÁK, T. 1991: Volcanic sedimentary rock-related metallogenesis in the Kiruna-Skellefte Belt of the Northern Sweden. – *Econ. Geol. Monograph* **8**, 1991, 20–50.
- SERDYUCHENKO, D.P. 1975: Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. – *Lithos* **8**, 1–7.
- SIMS, P.K. 1953: Geology of the Dover magnetite district, Morris County, N.Y. – *A contribution to Econ. Geol. US. Geol. Survey Bull.* **982-G**, 245–305.
- SMIRNOV, V.I. 1968: The sources of ore-forming material. – *Econ. Geol.* **63**, 380–389.
- STANTON, R.L. 1972: A preliminary account of chemical relationship between sulfide lode and "banded iron formation" at Broken Hill, New South Wales. – *Econ. Geol.* **67**, 1128–1145.
- SUNDIUS, N. 1915: Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kiruna-gebiets. Uppsala. – *Vetenskapliga och praktiska undersökningar i Lapland, anordnade av Luossavaara-Kiirunavaara Aktiebolag*. Stockholm.
- TUISKU, P. 1985: The origin of scapolite in the central Lapland schist area, northern Finland. Preliminary results. – *Finland Geol. Survey Bull.* **331**, 159–173.
- ZELENOV, K.K. 1958: Iron contributed to the sea of Okhotsk by the thermal springs of volcano Ebeko (paramushir Island) – *Akad. Nauk SSSR Proc., Geol. Sci. Sec.*, v. **120**, 497–499. (Original in Russian, Swedish translation by Oleg Backlund, LKAB, Stockholm)
- ZELENOV, K.K. 1960: Leaching of dissolved aluminium by thermal waters of the Kurile ridge and some problems on the formation of geosynclinal bauxite deposits – *Acad. Sci. USSR Bull., Geol. Ser. no. 3*, 44–56. (Original Swedish translation by Christina Syding, Kiruna, Sweden)
- A kézirat beérkezett: 1997. 05. 15.*