

Verh. Geol. B-A.	Jahrgang 1978	Heft 3	S. 347-355	Wien, Dezember 1979
Proceed. 3 rd ISMIDA (Leoben, Oct. 7-10, 1977)			S. 173-181	Wien, Dezember 1979

Nouvelles observations sur la genèse du gisement de Fer de Divrigi (Sivas, Turquie)

Par ALTAN GÜMÜS*)

Avec 3 figures et 2 tableaux

Schlüsselwörter

Eisenerze
Türkei: Divrigi
Pyrometasomatose
Geostatistik
Metallogenese

Introduction

L'objet de cette étude concerne les gisements de Fer qui ont été reconnus comme pyrometasomatiques. En Turquie, les observations débouchant sur des études géostatistiques montrent que ces gisements (fig. 1) sont sous le contrôle lithologique. L'observation principale sur ces gisements est la suivante: pour que ces gisements soient à l'échelle économique, une activité de magmatisme acide doit influencer les roches carbonatées tout autant que les roches basiques et ultrabasiques. Ces gisements se développent toujours lorsque ces trois unités lithologiques sont en contact ou sont proches les unes des autres.

D'après les études effectuées, on peut déduire qu'il y a une liaison entre la dimension du gisement et l'importance des roches basiques et ultrabasiques, plutôt que celle des roches acides. Les recherches effectuées sur ces gisements montrent que la dimension du gisement diminue lorsque la quantité des roches basiques et ultrabasiques diminue. Le tableau ci-dessous montre leurs réserves en fonction de l'augmentation de la quantité des roches basiques et ultrabasiques.

Hasan celebi	300,000.000 t	Catak	3,000.000 t
Divrigi	110,000.000 t	Ayazmant	2,500.000 t
Pinargözü	11,000.000 t	Bizmisen	300.000 t
Karakuz	7,300.000 t	Kalkan	200.000 t
Kesikköprü	7,000.000 t	Ilic	125.000 t
Samli	7,000.000 t	Cöpler	100.000 t
		Yasyer	100.000 t

Dans ces gisements, bien que la présence des calcaires soit un facteur important, leur influence par rapport à celle des roches basiques-ultrabasiques sur les dimensions des gisements n'est pas de taille à permettre d'établir une règle. Ainsi dans les gisements de Hasan-celebi et de Pinargözü les calcaires sont absents, mais par contre à Divrigi et à Kesikköprü leur quantité atteint celle des roches basiques et ultrabasiques.

*) Adresse del' Auteur: ALTAN GÜMÜS. E. Ü. Mübendsilik Bilimleri Fakültesi Boynova - Izmir.

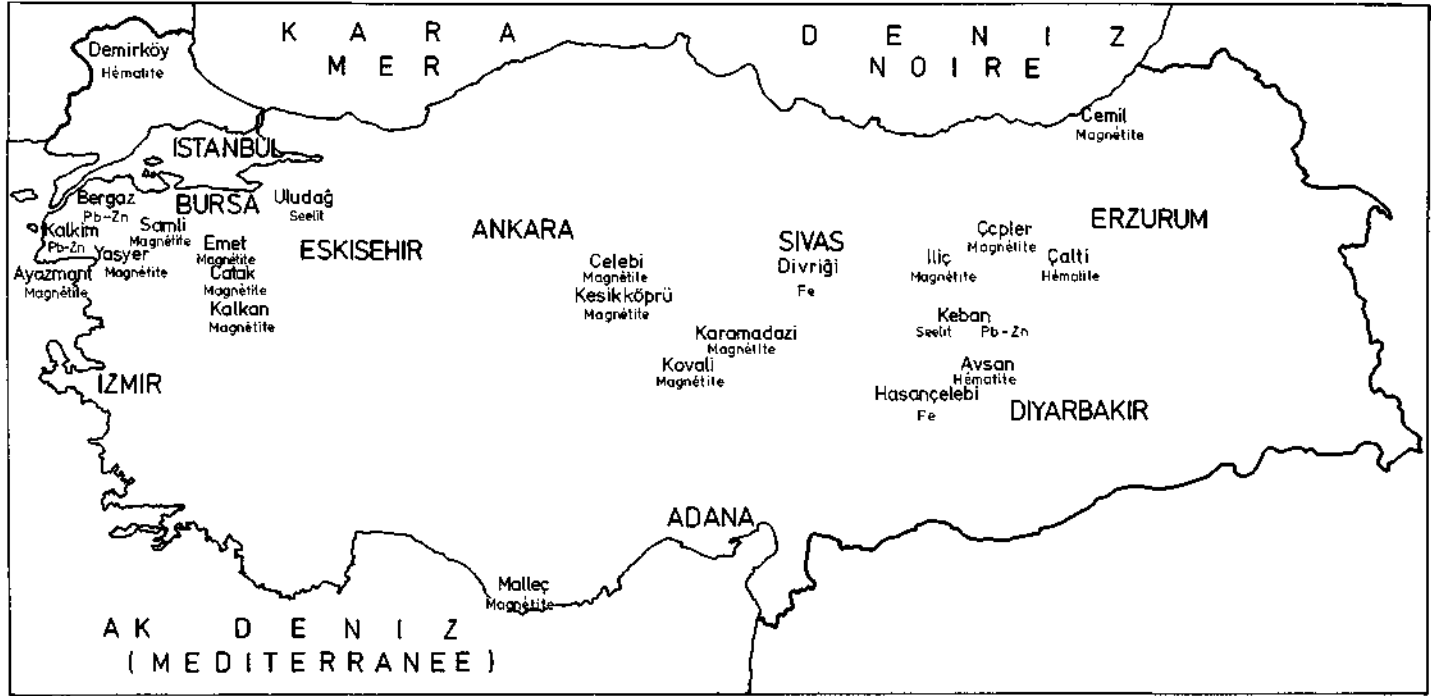


Fig. 1

Ces observations nous permettent de conclure que l'origine du Fer se situe dans les roches basiques et ultrabasiqes. L'activité magmatique acide provoque la migration du Fer vers les roches carbonatées, où il se concentre.

Nous avons entrepris l'étude de la minéralisation de Divrigi dans le but de trouver des données affirmant les observations géologiques que nous venons de citer.

Gisement de fer de Divrigi

La minéralisation de Divrigi se situe à 80 km à l'Est de la ville de Sivas et à 5 km au NW de Divrigi. Le contexte géologique de la région est formé par des calcaires à silex, des cal-

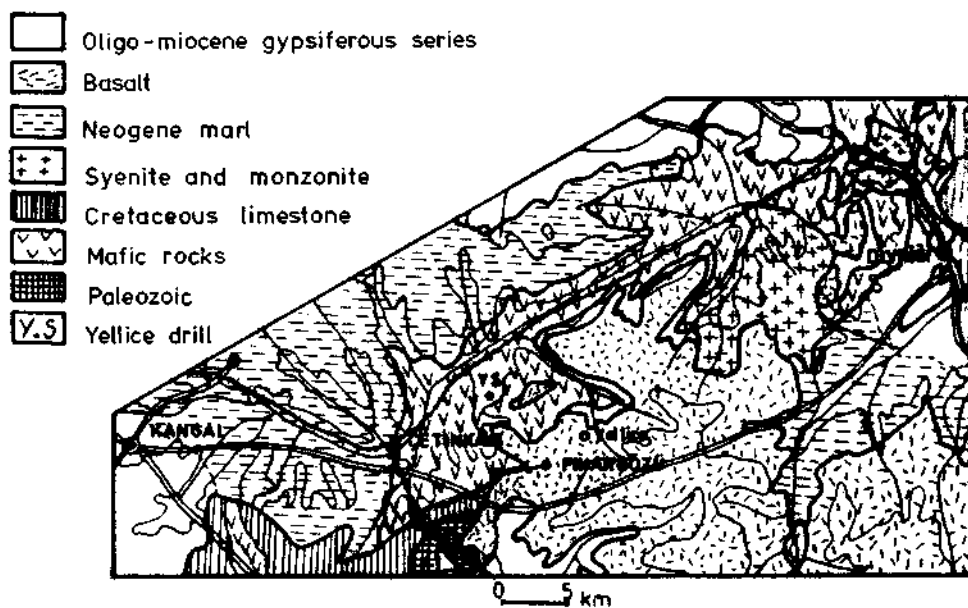


Fig. 2

caires dolomitiques et des roches basiques et ultrabasiqes serpentinisées. L'âge de ces dernières formations est anté-Crétacé supérieur. Les calcaires sont turoniens. Sur ces formations se situent les conglomérats de base et les sédiments fossilifères éocènes. Les roches acides se mettent en place entre l'Eocène moyen et supérieur. Le conglomérat de base de Miocène recouvre toutes ces formations (fig. 2).

Les roches acides sont constituées essentiellement par de la syénite et de la monzonite. Dans ces roches on observe des parties qui montrent des compositions de roches suivantes: syénite à quartz, syénite à augite, granodiorite, diorite et gabbro. Les cassures et les failles se développent suivant les contacts de la batholite solidifiée.

L'intrusion acide provoque une zone à tactite à ses contacts avec les calcaires. Deux amas massifs nommés A et B se situent dans cette zone. Le premier (A), qui se localise entre la syénite, les marbres et la serpentinite, est composé de magnétite. Le second (B), jalonnant le contact des marbres avec la serpentinite, se situe à 200 m de la syénite. Il est composé principalement d'hématite.

Les minéraux de skarne du gisement «A» sont: diopside, scapolite, trémolite, actinote, andradite, wollastonite, hédenbergite, pistachite, phlogopite. Par rapport aux autres miné-

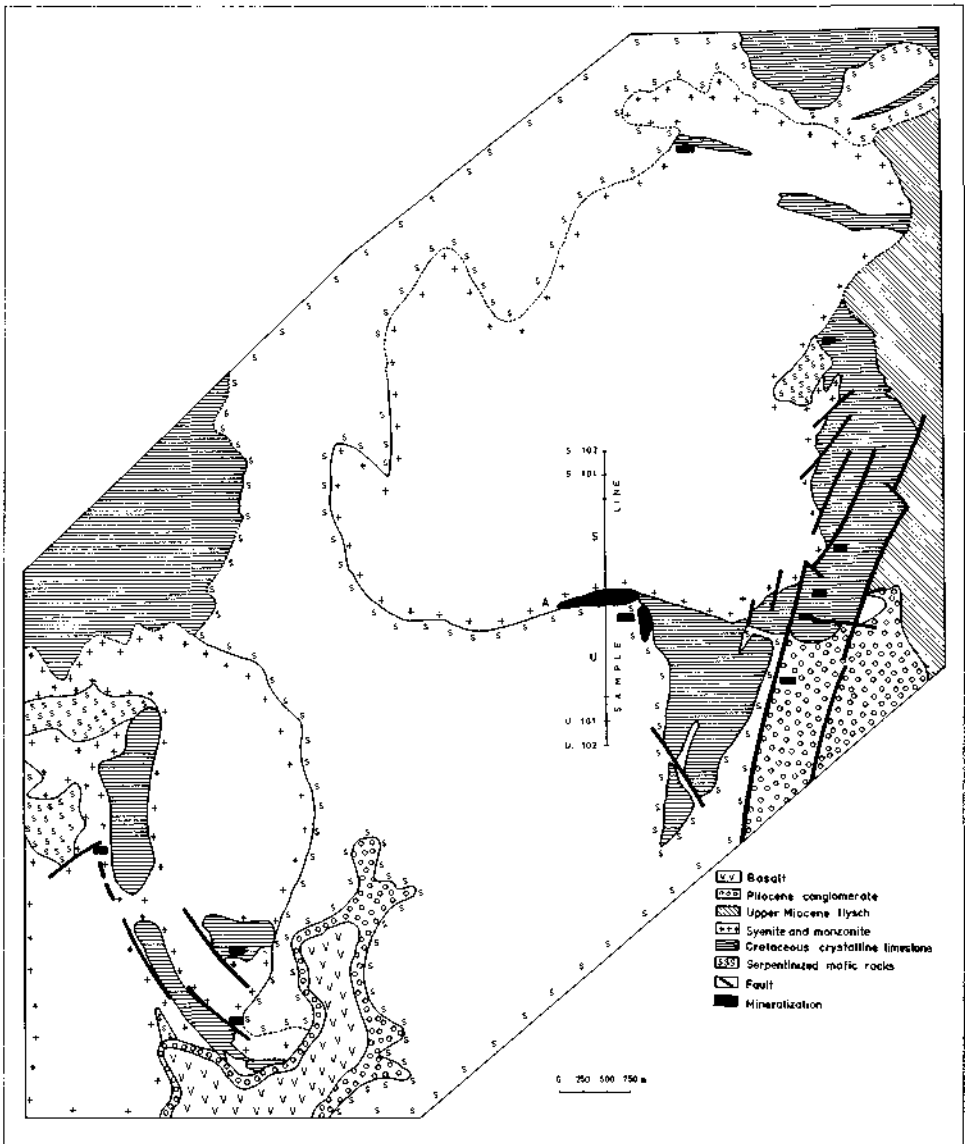


Fig. 3

raux, la scapolite et la phlogopite sont dominantes au contact de la serpentinite. Quant au gisement «B», la tourmaline y est dominante et l'importance de la phlogopite la suit.

La paragenèse des gisements est: magnétite, hématite, maghémite, pyrrhotine, pentlandite, pyrite, bravoïte, chalcopryrite, vallérite, cubanite, molybdénite, mispickel, linnéite, millérite, löllingite, rammelsbergite, chloantite, safflorite, tétraédrite, antimonite, blende, sidérose, marcassite.

Dans les gisements A et B les variations des teneurs moyennes sont les suivantes: 45-65% Fe, 0.3-1.5% Cu, 0.1-0.4% Ni et Co.

En dehors des gisements A et B on observe 12 minéralisations dans les contacts d'une longueur totale de 70 m (fig. 3). Cinq d'entre elles sont dans les calcaires, à 750 m (maximum) de la syénite et à 1250 m (maximum) de la serpentinite. Les autres minéralisations se situent dans des localités plus proches de ces trois unités lithologiques. Toutefois, nous voulons souligner qu'au contact de serpentinites-marbres, on observe aucun gisement en dehors de celui de B.

Nous avons détaillé l'étude du gisement «A» pour avoir de données plus précises sur sa genèse. Les serpentinites sont échantillonnées chaque 10 m sur 1 km en partant du gisement. Dans la même direction la syénite a été échantillonnée sur 1 km, tous les 10 m. A partir de 1 km l'échantillonnage a été poursuivi tous les 250 m.

Parmi les lames minces des échantillons récoltés, nous avons choisi une lame-type pour les 10 m et y avons étudié la quantité de la magnétite et ses relations avec les autres minéraux. Ci-dessous nous résumons les résultats de nos premières recherches:

- En s'éloignant de l'amas A, la quantité de la magnétite diminue dans la syénite tandis qu'elle augmente dans les roches serpentinisées;

- A partir du contact, sur une distance de 1.5 km, le pourcentage de magnétite contenue dans la syénite passe de 1% à 0.2%. En outre, ses cristaux sont liés aux minéraux mafiques, tels que la biotite et les amphiboles;

- On peut rencontrer des cristaux automorphes de magnétite dans les serpentinites situées au moins à 1 km des contacts. Par places, nous avons observé que ces cristaux se trouvaient avec de la chalcopyrite;

- Les minéraux de Fer enrichis par altération superficielle des serpentinites sont entourés par une seconde magnétite;

- Vers la profondeur (sondage de Yellice, 29 m), on a déterminé, par places, le remplacement des cristaux de magnétite par la serpentinite.

En première étape, en plus de ces recherches, parmi les échantillons types, cinq échantillons les plus proches et cinq échantillons les plus éloignés du contact ont été choisis et leurs éléments majeurs et traces ont été analysés. Ces analyses ont été effectuées aux Laboratoires du BRGM (Orléans-France) par le Quantomètre Fica. Les résultats sont présentés sur les tableaux 1 et 2. Les premières conclusions que l'on peut tirer de ces analyses peuvent être les suivantes:

- Le pourcentage de Fe_2O_3 dans les roches mafiques diminue de 20% sur 1 km à partir du contact, tandis que cette diminution est de 40-50% dans la syénite;

- Mn, V, Ni, Co, Cr, Sn sont plus abondants dans les roches mafiques que dans la syénite. Et ces éléments sont beaucoup plus enrichis dans le minerai que dans la syénite;

- Ti est plus abondant dans la syénite que dans les roches mafiques, et plus enrichi dans le minerai que dans les roches mafiques;

- B, Li, As et P ont des valeurs plus élevées dans la zone de contact que dans les roches mafiques et syénites.

Conclusion

L'étude géologique de la région démontre que la serpentinitisation s'est déroulée après le Crétacé supérieur mais avant le Miocène. D'autre part, ce phénomène correspond à l'époque de la mise en place des roches acides. Par conséquent, l'intrusion acide a dû jouer un rôle très important sur la serpentinitisation.

Nous pensons que la source du Fe des gisements en question était la serpentinitisation des roches mères péridotiques et gabbroïques qui a libéré cet élément. D'ailleurs les magmas péridotiques et gabbroïques renferment, par rapport aux magmas monzonitiques et syéniti-

Tableau 1

	CU G/T	ZN G/T	AS G/T	SR G/T	Y G/T	ZR G/T	NB G/T	MC G/T	AG G/T	CD G/T	SN G/T	SB G/T	BA G/T	LA G/T	W G/T	PB G/T	BI G/T
S 1 A	7	28	-20	190	-75	240	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	690	-200	-50	18	-10
S 1 B	19	19	-20	120	-75	330	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	450	-200	-50	-15	-10
S 2	7	20	-20	220	-75	110	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	120	-200	-50	-15	-10
S 3	7	18	-20	190	-75	120	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	630	-200	-50	-15	-10
S 4	19	21	-20	210	-75	120	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	620	-200	-50	-15	-10
S 5	5	7	-20	240	-75	150	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	740	-200	-50	-15	-10
S 7.3	-3	16	-20	150	-75	130	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	560	-200	-50	-15	-10
S 7.4	4	-5	-20	170	-75	77	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	520	-200	-50	-15	-10
S 7.5	-3	-5	-20	140	-75	55	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	460	-200	-50	-15	-10
S 101	-3	-5	-20	140	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	560	-200	-50	-15	-10
S 102	-3	-5	-20	140	-75	240	-200	-3	-0.2	-4	-20	-50	500	-200	-50	-15	-10
U 1	200	300	210	36	-75	150	-200	-3	1.5	80	38	-50	340	-200	-50	2900	-10
U 2	-3	71	130	130	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	32	-50	92	-200	-50	27	-10
U 3	5	35	-20	240	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	48	-50	240	-200	-50	-15	-10
U 4	1000	12	220	150	-75	63	-200	250	0.4	-4	31	-50	760	-200	-50	22	-10
U 5																	
U 91	-3	14	-20	-20	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	63	-50	-5	-200	-50	-15	-10
U 92	-3	21	-20	-20	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	81	-50	-5	-200	-50	-15	-10
U 93	7	18	-20	-20	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	78	-50	-5	-200	-50	21	-10
U 101	-3	18	-20	-20	-75	-50	-200	-3	-0.2	-4	99	-50	-5	-200	-50	-15	-10
U 102	-3	29	-20	-20	75	-50	-200	-3	-0.2	-4	44	-50	-5	-200	-50	-15	-10
A K1	25	16	180	45	140	490	-200	-3	0.8	-4	35	-50	40	210	72	18	15
A K2	170	29	100	-20	330	690	-200	10	1.1	-4	42	-50	68	370	120	62	55
A K3																	
A K5	190	31	33	-20	110	420	-200	7	0.8	-4	37	-50	23	-200	76	40	13
A K 110																	

Note: S signifie des échantillons provenant de la syenite, U ceux de serpentinite, AK ceux de l'amas minéralisé; les valeurs négatives représentent les limites de détermination.

(179)

Tableau 2

	S 102	AL 203	FE 203	MCO	CAC	MA2O	K2O	MN	P	TI	LI	B	V	CR	CO	NI
	O/O	O/O	O/O	O/O	O/O	O/O	O/O	G/T	G/T	G/T	G/T	G/T	G/T	G/T	G/T	G/T
S 1 A	65.0	12.2	4.1	3.6	-3.0	6.3	6.0	180	1400	5400	-50	30	62	-10	-10	-5
S 1 B	66.9	14.2	3.2	1.9	-3.0	5.4	7.3	110	230	2700	-50	18	9	-10	-10	6
S 2	62.0	10.5	4.4	3.5	6.8	11.6	1.2	350	1200	6400	-50	21	44	14	12	19
S 3	65.5	13.2	4.4	3.8	-3.0	6.0	5.1	180	970	3600	-50	54	48	19	-10	9
S 4	64.5	18.8	4.9	3.7	-3.0	5.4	4.9	230	990	3500	73	72	51	21	22	87
S 5	63.8	15.5	2.6	3.8	-3.0	5.4	6.1	120	950	3900	-50	27	58	23	-10	13
S 7.3	68.4	16.0	3.1	1.7	-3.0	5.6	4.4	120	570	2500	64	37	23	-10	-10	8
S 7.4	68.0	15.4	3.4	1.9	-3.0	5.8	4.4	130	710	2800	55	43	27	-10	-10	21
S 7.5	69.6	13.3	3.2	1.7	-3.0	6.5	5.0	120	630	2300	64	39	26	-10	-10	-5
S 101	67.6	16.1	3.1	1.8	-3.0	5.8	5.0	120	700	2500	-50	31	23	-10	-10	7
S 102	69.5	16.6	2.8	1.7	-3.0	4.8	4.0	120	590	2400	-50	22	18	-10	-10	-5
U 1	47.4	21.6	10.9	5.7	9.5	2.1	2.8	830	1800	14000	-50	280	180	-10	100	1000
U 2	53.3	7.1	9.4	10.9	17.8	1.4	-0.5	650	-100	650	-50	1800	130	1300	190	450
U 3	54.4	11.6	9.7	9.0	10.8	2.8	1.7	500	470	7800	-50	65	300	130	31	89
U 4	50.8	5.7	11.5	8.6	16.1	-0.5	7.2	390	370	2900	-50	16	150	95	180	550
U 5	27.6	11.7	7.9	12.6	37.2	-0.5	2.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U 91	46.6	-3.0	9.5	43.6	-3.0	-0.5	-0.5	600	-100	-20	-50	24	16	930	120	1900
U 92	49.4	-3.0	9.4	40.7	-3.0	-0.5	-0.5	530	-100	-20	-50	30	22	1200	120	1800
U 93	48.6	-3.0	9.9	41.0	-3.0	-0.5	-0.5	580	-100	-20	-50	31	26	970	120	1800
U 101	47.5	-3.0	8.1	44.0	-3.0	-0.5	-0.5	490	-100	-20	-50	92	13	1000	120	2000
U 102	46.5	-3.0	7.9	45.2	-3.0	-0.5	-0.5	530	-100	-20	-50	57	16	1100	110	1800
AK 1	16.7	-3.0	71.1	6.8	-3.0	-0.5	1.0	300	660	430	78	240	120	110	310	1800
AK 2	17.5	3.3	63.1	13.9	-3.0	-0.5	2.3	220	2000	1000	150	100	340	120	370	1500
AK 3	8.4	-3.0	86.5	4.0	-3.0	-0.5	0.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
AK 5	14.5	-3.0	75.7	7.2	-3.0	-0.5	0.9	-20	870	480	77	270	170	47	150	1200
AK 110	5.7	-3.0	92.9	1.1	-3.0	-0.5	-0.5	—	—	—	—	—	—	—	—	—

ques, au moins deux fois plus de Fe. De ce fait, la quantité de Fe ferreux libéré par la serpentinisation des roches provenant de tels magmas peut atteindre des dimensions non négligeables.

Les recherches énoncées ci-dessous peuvent constituer quelques exemples concernant notre sujet. R. C. SMITH et al., dans leurs études des éléments majeurs et mineurs des gisements de magnétite de Cornwall, pensent que le Fe originare de diabase a enrichi le quartz-gabbro en magnétite, et ce phénomène s'est développé lors du métasomatisme de contact. V. A. VAKHRUSHEV et al., dans leur étude des gisements de Fe de Korshunovskoye, parlent d'une magnétite régénérée de la dolérite. Certains auteurs admettent que les minerais de type pyrométasomatique des séries précambriennes de Mauritanie occidentale, ont été mobilisés à partir de roches mafiques traversées. W. LEO GERHARD, quant à lui, voit dans le gisement de Samli de l'Anatolie de l'Ouest, la source de Fe dans les diabases.

En résumé, grâce aux résultats de cette étude, qui constitue les premiers maillons d'une chaîne de recherches pour la minéralisation de Fer de Divrigi, nous pensons à une formation ressemblant à celles citées précédemment. Lors de leur mise en place, les syénites et les monzonites, d'âge Eocène, en augmentant la température des gabbros et péridotites, ont dû causer leur serpentinisation. Les éléments Fe, même Cu, Co et Ni, ainsi libérés par cette serpentinisation, ont formé des solutions solides et ainsi ont été remobilisés. Parallèlement à la diminution de la température, ces solutions se sont naturellement immobilisées dans les surfaces de faiblesse formées par les contacts. Ainsi, dans la région de Divrigi, les contacts entre la syénite, serpentinites et calcaires, qui sont tectoniques la plupart du temps, ont joué un rôle important, et facilité ces concentrations. Le rôle joué par les carbonates dans la précipitation de ces solutions, peut être expliqué par l'accumulation et la mise en place du minerai dans les parties carbonatées.

Bien que les études des éléments traces (en particulier Sc) et les analyses des isotopes (O et S) ne soient pas encore terminées, dans le but d'une meilleure compréhension du phénomène et de la mise en place du minerai, il convient d'appeler ces genres de gisements de Fer „pyro-mobilo-métasomatique“.

References

- ARNOLD, M.: Etude préliminaire des sulfures des gisements de Niccioletta et de Gavorrane (Toscane). – C. R. Acad. Sc. de Fr., V. 276, no: 4, pp. 445-447, – Paris 1973.
- BLANCHOT, A. (1955) Le précambrien de Mauritanie occidentale. (Thèse) – A. O. F. Bull. de la direction des Mines No. 17, Dakar 1955.
- GERHARD, W. LEO: Geology and metasomatic iron deposits of the Samli region, Balikesir province, western Turkey. – U. S. Geol. Survey Prof. Paper 800, D. D 75-D 87, Washington D. G. 1972.
- GUMUS, A.: Pimargözü-Davutoglu (Sivas-Cetinkaya) Iron Mines. – CENCO-Sym. on Iron ore in Esphahan, 137-149, Teheran 1963.
- GUMUS, A.: Türkiye Demir Yataklari. – Publ. of MTA No. 136, Ankara 1967.
- GUMUS, A.: Türkiye Metalojenisi. – Publ. of MTA No. 144, Ankara 1970.
- HERRICK, D. C., ROSE A. W. & DEINES P.: Mineralogical and isotopic studies of the cornwall iron deposit pennsylvania. – Geol. Soc. Amer. Abstr. with Programs, V. 4, No. 7, 534-535, Bou'der 1972.
- KLEMM, D.: Die Eisenerzlagerstätten von Divrigi (Anatolien) und ihre Entstehung. – Heidelberg 1969. (Dissertation).
- KOSAL, C.: Divrigi Demir Yatagi 1968-1971 Calismalari MTA arsivi. – Ankara 1971.
- LAWRENCE, L. J.: The thermal metasomatism of a pyritic sulfide ore. – Econ. Geol., V. 67, 487-496, Blacksburg 1972.
- MIZAZAKI, K., MUKAIYAMA, H. and IZAWA, E.: Thermal Metamorphism of the bedded cupriferous iron sulfide deposit at the Bessi Mino, Ehime prefecture, Japan. – Min. Geol. of Japan, V. 24 (1), No. 123, pp. 1-12, Tokio 1974.

- SMITH R. C., ROSE A. W. et al.: Major and trace elements in differentiates of triassic diabase and their relationship to Cornwall-type magnetite ore. - Geol. Soc. of America Abst. with programs, V. 4, No. 7, p. 671, Bou'der 1972.
- VAKHRUSHEV, V. A., VORONTSOV, A. Ye. and SAPOZHNIKOV, A. N.: Chalcopyrit-pentlandit-pyrotin association in the Korshunouskoye Iron deposit. - Doklady Akad. Nauk SSSR, 212, No. 3, pp. 702-704, Moskva 1973.