

Les gîtes plombo-zincifères Djebel et Tarabia et Djebel el Gassaa, Tunisie

Ivan JURKOVIĆ¹, Boris SINKOVEC¹, Ivo GRIMANI², Boris BERCE³
et Josip CRNIČKI¹

¹Faculté des Mines, de Géologie et de Pétrole, Pirottijeva 6, YU — 41000 Zagreb

²Institut géologique, Sachsova 2, YU — 41000 Zagreb

³Institut de Géologie, Parmova 33, YU — 61000 Ljubljana

Dans ce texte les auteurs ont décrit la stratigraphie, la paragenèse et la genèse des gîtes plombo-zincifères Djebel et Tarabia et Djebel el Gassaa situés environ 20 km au sud-ouest de la ville du Kef en Tunisie.

The paper deals with the stratigraphy, paragenesis and genesis of the lead-zinc deposits Djebel et Tarabia et Djebel el Gassaa situated cca 20 kms south-west of the town of Le Kef, Tunisia.

INTRODUCTION

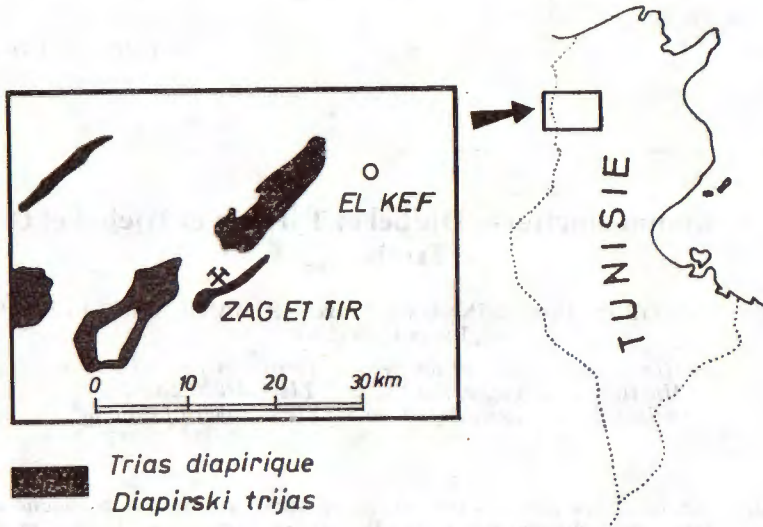
Les indices de minerais plombo-zincifères de la région examinée sont dispersés sur les collines appartenant au plateau qui s'étend au sud-ouest du Kef. Le relief est onduleux, les altitudes sont entre 400 et 600 mètres au-dessus du niveau de la mer, respectivement 200 m environ au-dessus du plateau avoisinant.

L'accès est possible par une piste à partir de la piste Le Kef-Guarn Alfaya menant aux indices sur le Djebel el Gassaa (6 km) et de la route Le Kef—Oued Mellegue vers les indices sur le Djebel et Tarabia (2 km).

P. Sainfeld (1952) a décrit les travaux miniers anciens: »Au Djebel es Saadine (Djebel et Tarabia), les filons calaminaires principaux ont été étudiés, de 1900 à 1905, par tranchées, descenderies et deux travers-bancs, avec allongements; jusqu'en 1909, ils produisirent 80 tonnes de calamine à 30 % Zn. Ces travaux furent repris de 1924 à 1929, un deuxième niveau fut tracé, et divers grattages furent entrepris sur les autres filons, sans résultats.«

En 1963 on a fait des études géologiques détaillées (I. Grimani et al., 1963): la carte géologique de surface au 1/5000^e par I. Grimani—B. Sinkovec—B. Berce, la coupe géologique au 1/5000^e par les mêmes auteurs, la carte géologique des travaux souterrains par B. Sinkovec, la préparation des échantillons par J. Crnički, l'examen microscopique des échantillons de minerais et la détermination de la paragenèse et de la genèse par I. Jurković.

H. Bellon et V. Perthuisot (1977) ont présenté les résultats de quelques datations par la méthode K-Ar de néominéraux dans les



Ann. 1

calcaires périadiapiriques du diapir triasique près de Le Kef-Zag et Tir. Ils ont mesuré sept échantillons lesquels ont contenu: K-feldspaths, pseudomorphose d'albite, phlogopite, K-feldspaths micacés. L'association a été: quartz, phlogopite, chlorite avec 6.6 à 15.0 % K_2O . Au Djebel Zag et Tir les résultats ont montré un étalement des âges mesurés entre —64.6 Ma à —96.6 Ma. Dans un cas, le même échantillon a fourni des feldspaths et des phlogopites dont les âges mesurés sont différents (—76 et —93,7 Ma). D'après les auteurs l'existence d'un âge radiométrique plus faible que l'âge réel d'un minéral peut être due à une perte d'argon ou/et à un enrichement en potassium.

STRATIGRAPHIE

La région du Djebel et Tarabia et du Djebel el Gassaa, comprise par la carte géologique levée (Annexe 2), est constituée de couches triasiques, crétacées, miocènes et quaternaires.

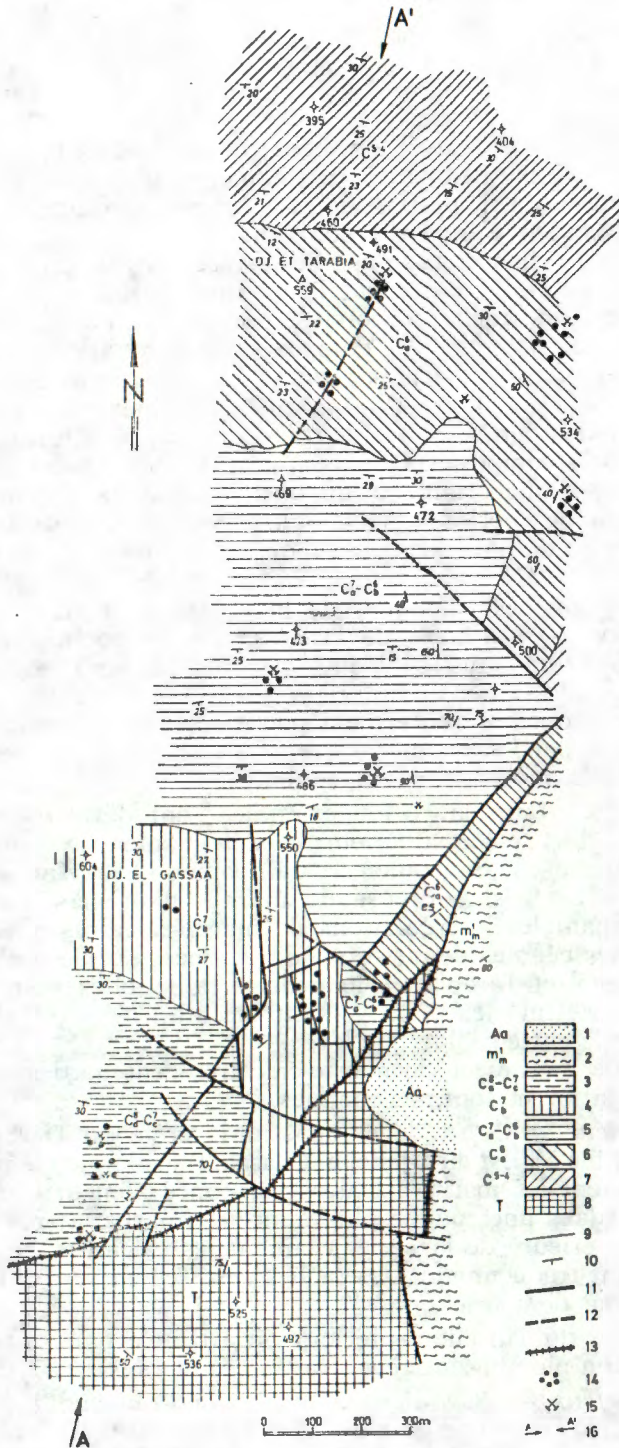
Les couches triasiques présentent une partie de l'apophyse latérale du diapir du Debadib-Ben Gasseur; elles sont constituées par des brèches argilo-gypseuses, à block de dolomies et de grès.

En dedans des couches triasiques a été constatée la présence de roches éruptives, déterminées comme la diabase chloritisée.

Au Crétacé supérieur appartiennent divers types de marno-calcaires et de calcaires.

Le Miocène est représenté par des grès et marnes. Au Quaternaire appartiennent les affleurements de sable et d'argiles.

Trias — T. Les couches triasiques sont développées dans la partie méridionale de la région examinée, étant coincées entre les sédiments



Ann. 2

crétacés et miocènes. A la surface, elles sont liées à des couches triasiques du Koudiat Oum Hadhoud-Zag et Tir, et forment l'apophyse unique sud-orientale du diapir du Debadib-Ben Gasseur (I. Jurković et al., 1986).

Dans la région levée le Trias a de même développement. Ce sont les brèches argilo-gypseuses gris-brun et gris-blanc, avec marnes et grès. De la série argilo-gypseuse se distinguent les blocs de dolomie primaire, grise, finement laminée, à un haut pourcentage de dolomite. L'analyse microscopique d'un échantillon pris à la surface près de la cote géodésique No 18 (Annexe 2), effectuée par Petar Jović, a donné les résultats suivants: il s'agit d'une roche carbonatée poreuse d'un gris-clair, d'une cassure conchoïdale; la roche est composée de dolomite microgrenue, montrant les dimensions des grains au dessous de 0.1 mm; entre les grains dolomitiques on aperçoit une substance argileuse finement dispersée; la dolomie renferme des lamines fines de quartz grenu, parallèles à la stratification. Des autres composants, on a remarqué des cristaux fins et des globules de pyrite d'une origine authigène. Comme formations secondaires on aperçoit des veinules irrégulières avec de la calcite grenue. L'échantillon est une dolomie argileuse d'origine primaire dont la teneur en $MgCa(CO_3)_2 = 79.56\%$.

En dedans des couches triasiques de la région levée, le long de sa bordure méridionale, on a constaté la présence de roches éruptives. D'après la composition minéralogique, ces roches sont déterminées comme la diabase chloritisée.

Les couches triasiques ne renferment pas d'importants indices de minéralisation. Le long des parties bordières vers les couches plus jeunes, les traces de la minéralisation sont plus fréquentes.

Crétacé — C. Dans la région examinée sont développées seulement les couches du Crétacé supérieur: le Cénomaniens, le Turonien, le Sénonien (le Coniacien, le Santonien, le Campanien et le Maastrichtien).

Cénomaniens — C⁵⁻⁴ est composé de marnes d'un gris-vert, grises, gris-foncé renfermant les intercalations de marno-calcaires gris et gris-foncé. Les couches cénomaniennes sont développées sur le versant septentrional du Djebel et Tarabia; le long de la faille, elles sont réduites et forment la partie inférieure du versant oriental, n'étant saisies que partiellement par la carte géologique levée.

Dans la série de marnes et de marno-calcaires cénomaniennes, les indices de minéralisation ne sont pas connues.

Turonien inférieur — C⁶ est développé sur la crête du Djebel et Tarabia et sur la colline à l'Est du Djebel el Gassaa. Dans la partie inférieure de la série dominant les marno-calcaires gris-foncé bien stratifiés, passant vers le haut dans une couche plus mince de marne, après laquelle, dans la partie supérieure de la série, viennent les calcaires gris-clair et gris-brun montrant fréquemment des taches rosâtres en renfermant plusieurs intercalations de marnes.

Dans les couches du Turonien inférieur on a trouvé plusieurs indices de la minéralisation plombo-zincifère (travaux miniers No 1, 2, 3, 4 et 5),

Turonien supérieur — Sénonien inférieur (le Coniacien) — C⁷-C⁶. Il affleure dans la vallée et sur le versant méridional, respectivement septentrional du Djebel et Tarabia et du Djebel el Gassaa. Les

calcaires du Turonien inférieur y sont surmontés par une série épaisse de marnes avec intercalations de calcaires et d'argiles. Dans cette série dominant les marnes grises et vert-bleu; les intercalations calcaires et argileuses sont fréquentes, mais moins épaisses.

En dedans de cette série, il existe quelques petits indices de minéralisation.

Sénonien inférieur — C_1^1 avec sa série à prédominance calcaire, forme la partie orientale de la crête du Djebel el Gassaa, et vers le Sud-Est, elle est interrompue et plus fortement cassée par l'intrusion triasique.

Les calcaires sont gris-brun et brun-clair, bien stratifiés, renfermant des intercalations très fréquentes de marno-calcaires et de marnes. La teneur en $CaCO_3$ des calcaires est entre 80 et 95 %. Dans les parties supérieures sont développées les couches de calcaires à *Inoceramus*. Un échantillon d'une roche assez altérée rouge-brun, prélevé entre les cotes géodésiques No 1 et No 11, sur le versant oriental du Djebel el Gassaa, a été soumis à l'analyse microscopique effectuée par P. Jović, laquelle a donné les résultats suivants: la roche se compose de fragments des fossiles à test calcaire, plus rarement que les formes entières. Ils sont formés de calcite fibreuse et de monocristaux calcitiques. Il y en a des débris des roches calcaires. Quelques composants biogènes sont pyritisés. Le classement du matériel est moyen-dimensions du grain sont de 0.02 à 2.0 millimètres. Le ciment est en majorité la limonite, en minorité c'est une pâte calco-argileuse cryptocristalline. Le ciment primaire était probablement d'une nature calcaire, et plus tard il a été remplacé par de la limonite. L'échantillon est un biocalcarénite.

Certains indices de minéralisation et un indice moindre, poursuivi par les travaux de recherche sont liés à des calcaires du Sénonien inférieur.

Santonien — Campanien inférieur — C_1^2 - C_2^2 est développé au Sud du Djebel el Gassaa formant une série à prédominance marneuse, avec rares intercalations calcaires. Les marnes sont gris-vert et grises, bien stratifiées. En majeure partie, elles montrent un haut pourcentage de $CaCO_3$ (de 60 à 65 %).

Dans les intercalations calcaires de cette série, non loin de la lame triasique, se trouvent de moindres indices de minerai.

Miocène — M. Les couches miocènes s'étendent le long de la bordure sud-orientale de la carte géologique levée et elles appartiennent au vaste complexe miocène lié à la région du Koudiat Zag et Tir.

Miocène inférieur — M_m^1 est composé de grès faiblement liés d'une couleur gris-jaune et brun-rouge. Les grains sont de quartz et de calcite, et le ciment est à prédominance calcaire. La série miocène est composée de marnes grises et gris-brun, renfermant les cristaux de gypse. Les marnes alternent avec des grès.

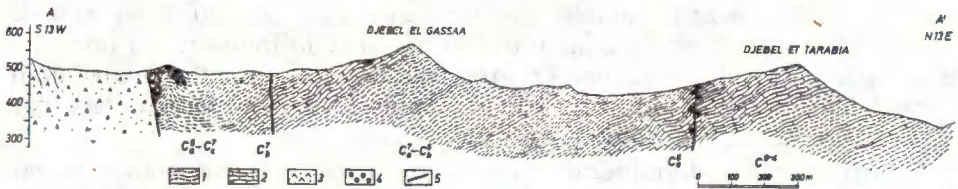
Quaternaire — A. Dans la partie sud-orientale de la région levée, sur une petite étendue, les couches triasiques et miocènes sont recouvertes par du sol arable, dû à l'altération des roches avoisinantes: Alluvions et eluvions — Aa.

TECTONIQUE

D'après sa position structurale, la région examinée appartient au flanc moyen entre l'anticlinal de Debadib (renfermant dans le coeur le grand diapir triasique) et le synclinal incomplet de Saadine.

Le long de la bordure orientale de la région recherchée, suivant l'importante grande faille transversale, les couches sont bouleversées et interrompues vers l'Est; simultanément s'est effectuée l'intrusion des couches triasiques. Les couches triasiques appartiennent à une apophyse triasiques latérale du diapire du Debadib-Gasseur et forment un ensemble avec des couches du Koudiat Zag et Tir (I. Jurković et al., 1986). La répartition superficielle est limitée à partie méridionale de la carte levée, mais les couches triasiques se poursuivent, au-dessous des sédiments miocènes et quaternaires, plus loin vers le Nord-Est.

Les couches crétaées entre l'anticlinal de Debadib et le synclinal de Saadine appartenant au flanc moyen ont la structure dont la direction générale est Est-Ouest et le pendage des couches de 15° à 30°. Du Nord au Sud, la superposition des couches est complète. Vers l'Est, à cause des pressions et extrusions triasiques vers le Sud et le Sud-Ouest, les couches présentent la déviation suivant cette direction et forment partiellement le flanc sud-est du synclinal de Saadine (Annexe 3).



Ann. 3 — Légende pour les annexes 2 et 3 est présentée dans le texte.

En dedans des couches crétaées, on peut distinguer nettement deux directions des lignes de faille. La première est parallèle ou subparallèle à la lame triasique et les lignes de faille ont la direction NE—SO; la seconde est perpendiculaire à la première et les lignes de faille montrent la direction NO—SE.

CORPS DE MINERAIS

Les indices de minerais se trouvent sur la ligne Nord—Sud; la région entre les indices septentrionaux extrêmes et les indices méridionaux extrêmes comporte 2 km. D'après la disposition des indices de minerais et des roches auxquelles cette minéralisation est liée, on peut distinguer les indices de minerais en trois groupes (Annexe 2).

Le groupe septentrional des indices de minerais se trouve sur la crête du Djebel et Tarabia, et les indices de minerais sont liés aux calcaires massifs du Turonien inférieur (C_1^6). Dans cette région se trouvent plusieurs travaux de recherche par lesquels on a constaté que la minéralisation apparaît dans les fractures et moindres failles à direction géné-

rale Nord—Sud, à pendage abrupte vers l'Ouest. Les fillons métallifères montrent le plus souvent une épaisseur de 10 à 20 cm, mais les dimensions des filons suivant la direction et pendage sont limitées. Le principal minéral de la gangue est la calcite, renfermant la galène et les carbonates de zinc et de plomb. La quantité des minéraux dans les filons est relativement petite.

Les travaux de recherche anciens:

La galerie de reconnaissance No 1, d'une longueur de 15 m, a poursuivi le filon métallifère d'une puissance de 20 à 30 cm à direction OSO—ENE et le pendage 75° SSE. Le filon est poursuivi 35 mètres à pendage par une descenderie abrupte. Un échantillon de minerais riche a donné des résultats suivants: 21,6% Pb, 0,48% Zn et 0,0045% Ag. La galène se trouve dans la gangue calcitique formant les nids minces, les imprégnations et les amas. La gangue est très finement imprégnée et infiltrée de goethite. D'une mesure considérable, la galène est oxydée en cérusite à structure cryptocristalline-microcristalline. L'oxydation de la galène s'effectue souvent le long des plans de clivage, suivant les faces (100).

Le travail de reconnaissance No 2 a examiné trois filons parallèles chacun d'une épaisseur de 10 à 30 cm, très proches l'un de l'autre. Les filons ont la direction OSO—ENE et le pendage 80° SSE; ils ont été poursuivis sur la surface du terrain dans un prolongement de 15 mètres; ils se coïncident sur 60 mètres (P. Sainfeld, 1952). Un échantillon a donné 0,93% Pb et 0,04% Zn.

La galerie No 3 qui se trouve au Nord-Ouest de l'indice No 2 a examiné les parties plus profondes du filon métallifère.

La galerie No 4, d'une longueur de 17 mètres se trouve dans les calcaires avec intercalations de marnes, éloignée de la galerie No 3 environ 200 m au Sud-Ouest. Au bout de la galerie on aperçoit des traces de minéralisation.

L'indice de minerais No 5 est un filon à direction WNW—SSE et pendage 80° SSWW, d'une épaisseur de 10 à 20 cm, examiné par tranches. L'échantillon de minerais a donné 0,81% Pb (0,22% en état oxydé et 0,59% en état sulfuré) et 0,86% Zn (0,06% en état oxydé et 0,80% en état sulfuré). Dans la plaque polie, un échantillon de la zone d'oxydation a montré que l'unique minéral métallifère est la goethite, se présentant souvent en pseudomorphoses de sidérite, mais aussi à plusieurs types de textures et structures: cryptocristallin à microcristallin, fibro-radié, cellulaires, dendritique, squelettique. La gangue est à prédominance la calcite.

Le groupe centrale des indices de minerais est le plus petit; il se rencontre dans le Turonien supérieur et le Coniacen inférieur (C₇—C₆), composés d'alternance de marnes et de calcaires. Ce sont des filons calcitiques remplissant des systèmes de fractures, montrant parfois des traces de minéralisation. Les recherches ont été faites par tranchées et par puits peu profonds.

Le puits de recherche 2/56 a montré les minerais plumbeux dans la gangue calcitique. La galène est à cristallisation grossière; suivant les bords des grains et agrégats de grains, elle s'altère en cérusite à texture rythmique-rubannées, à structure cryptocristalline-microcristalline. La calcite est d'un blanc laiteux et d'une cristallisation grossière. Très rarement on aperçoit un autre minéral carbonaté du groupe de dolomite (ferrodolomite). Assez rarement, dans le minerais s'aperçoivent les grains de marcassite et de pyrite, partiellement oxydés en goethite et lépidocrocite.

Le travail de recherche No 1/51 (puits). Dans la roche très limonitisée et lessivée se trouvent les nids majeurs ou moindres de galène. Les parties bordières de ces nids sont oxydées en cérusite à texture rythmiques-ruban-

nées. Dans la galène on remarque la présence de minces grains de blende dont les reflets intérieurs sont très clairs. Dans la galène, on aperçoit aussi les paillettes microscopiquement minces d'un minéral du groupe de kaolinite.

Le groupe méridional des indices de minerais est situé au Sud de la montagne Djebel el Gassaa, se trouvent dans les marnes du Coniacien supérieur et du Santonien inférieur (C_6^1 et $C_6^8-C_6^7$). Les indices de minerais sont au voisinage de la lame triasique et se composent de petits filons à direction Nord—Sud et à pendage vers l'Ouest. Les indices de minerais ont été reconnus par tranchées et puits.

Le travail de recherche No 9/113. Un échantillon de minerais contenait dans la gangue calcitique à cristallisation grossière de minces masses de galène, partiellement oxydée en cérusite. En dedans de galène on remarque de minces grains et de minces masses de blende, dont les reflets intérieurs sont blanc ou très clairs. La blende est par places oxydée en smithsonite. La goethite et la lépidocrocite sont en formes de pseudomorphoses de pyrite.

La galerie No 6, d'une longueur de 96 mètres se trouve dans les marnes et marno-calcaires; elle n'a pas atteint la minéralisation. Un échantillon de calamine, pris dans la zone d'oxydation d'un indice de minerais examiné par une tranchée, a donné: 0,40% Pb, 33,50% Zn, 0,30% BaO, 0,10% SrO, 0,40% FeO, 7,78% Fe_2O_3 .

La prospection du terrain levé a montré la distribution suivante des indices de minerais dans les différentes membres:

Les couches triasique ne renferment pas d'importants indices de minerais. Le long des parties bordières vers les couches stratigraphiquement plus jeunes, les traces de la minéralisation sont plus fréquentes. Dans la série de marnes et de marnocalcaires cénomaniens, les indices de minéralisation ne sont pas connus. Cette série n'est pas perspective. Les calcaires du Turonien inférieur (C_2^9), d'après la composition pétrographique, sont relativement favorable à la minéralisation. Les meilleures positions pour la minéralisations sont les indices formés le long des failles et fractures en dedans des calcaires et les parties un peu plus basses du Turonien inférieur, à l'Est du Djebel el Gassaa non loin du diapir triasique. La série du Turonien supérieur-Sénonien inférieur ($C_2^7-C_2^5$) à prédominance marneuse et dont la position structurale défavorable n'est pas importante au point de vue économique. La série du Sénonien inférieur, à prédominance calcaire, devrait être recherchée le long des plusieurs failles et le long de la lame triasique. Les couches du Santonien et du Campanien inférieur ($C_2^5-C_2^7$) composées à prédominance de marnes et d'argiles avec rares intercalations calcaires, contient seulement de moindres indices de minerais. Les couches miocènes sont plus jeunes que la minéralisation plombo-zincifères.

Les positions les plus favorables pour la minéralisation sont liées à la profonde faille transversale (NNE—SSO) et à la lame triasique qui l'accompagne. Toutes les failles avoisinantes sont également perspectives pour la minéralisation.

PARAGÈNESE

Par l'étude microscopique fut établi la paragenèse suivante:

minéraux Hypogènes — la galène, la blende, la pyrite, la marcassite, la calcite, la dolomite (ferrodolomite), la sidérite, la barytine, la kaolinite;

minéraux Hypergènes — la cérusite, la smithsonite, la goethite, la lépidocrocite.

La galène est l'essentiel minéral métallifère des gîtes plombo-zincifères. Elle montre à prédominance une structure à cristallisation grossière. La galène se présente en imprégnations, en nids minces, en moindres ou majeures masses et en veinules. En dedans de masses minces de galène on remarque la présence de minces grains et de minces masses de blende et aussi on trouve par place quelque paillette de kaolinite. La galène est postérieure à la gangue, et elle la remplace. La galène est saisie par le processus de l'oxydation en cérusite. L'oxydation avance suivant le contact entre la galène et la gangue, mais elle suit les systèmes de craquelures et les plans de clivage; dans divers échantillons, elle est différemment intensive. La galène est incluse dans la gangue calcitique.

La blende se trouve incluse dans la galène; elle est en formes de minces grains, de minces masses isométriques à contours inégaux. Elle est souvent assez fraîche, par places elle est, suivant les lisérés, oxydée en smithsonite. La structure de la blende est microcristalline, d'après notre avis, c'est la gel-structure recristallisée. Les reflets intérieurs sont blancs ou en nuance très claires, ce qui prouve une teneur en fer très basse dans la molécule de la blende, respectivement l'origine à des températures basses. La blende est antérieure à la galène.

La pyrite et la marcassite sont en quantités négligeables, mais ces minéraux sont presque complètement oxydés en un mélange de goethite et lépidocrocite. Ça et là, dans ces minéraux hypergènes on remarque les résidus microscopiquement minces de pyrite.

La calcite est l'essentiel minéral de la gangue; à prédominance à cristallisation grossière (la néocalcite): depuis la structure à grains minces jusqu'à celle à grains grossière. Les cristaux plus gros sont polysynthétiquement lamellés. Localement on a rencontré la calcite dont la structure est à grains minces et dont la couleur brune est due à la présence de substance limonitique infiltrée.

La dolomite (ferrodolomite) et la sidérite s'aperçoivent très rarement. Les cristaux de dolomite montrent un plus haut degré de réflexion et s'altèrent en hydroxydes de fer. La sidérite est complètement oxydée en goethite se présentant en pseudomorphoses de sidérite — type rhomboédrique des réseau de fibres de la goethite.

La barytine est identifiée par la analyses chimiques. La molécule de la barytine contient une quantité remarquable de strontium.

La kaolinite est présente en formes de particulières paillettes en dedans de la galène.

La cérusite est cryptocristalline à microcristalline. Sa texture est colmomorphe à prédominance rythmique-rubannée.

La smithsonite est précipitée en formes colmomorphes ou en masses et agrégats microcristallin et cryptocristallin.

La goethite et la lépidocrocite sont des produits d'oxydation de la pyrite, de la marcassite, de la dolomite (ferrodolomite) et de la sidérite. Les hydroxydes de fer sont en formes collomorphes. La goethite se présente souvent en pseudomorphoses de sidérite (type rhomboédrique des réseaux de cristaux fibreux de la goethite). La goethite et la lépidocrocite on peut s'entrevoit en pseudomorphoses de pyrite, se présentant en formes isométriques ou irrégulières. Dans les plaques polies, on peut distinguer la goethite à plusieurs types de textures et structures: compact cryptocristallin à microcristallin, fibro-radié, cellulaire, dendritique, squelettique etc.

GENESE

Des nombreuses hypothèses ont été publiées sur le problème de la genèse, des gîtes plombo-zincifères et surtout sur le problème du diapirisme triasique et sur la liaison entre ce phénomène et la métallogénèse. Le texte suivant est concentré sur ces problèmes.

La Tunisie occupe une position tectonique spéciale comme une part de l'Atlas lequel est au Sud et à l'Est entouré d'une plate-forme stable. La partie septentrionale de l'Atlas est recouverte par les formations allochtones («unités Numidien et Tellian»), la partie méridionale (Tunisie Centrale) par les formations autochtones, mais déformées par les mouvements atlasique (V. Perthuisot, 1981).

D'après H. Rouvier et al., 1985, la colonne stratigraphique typique est suivante: (a) les évaporites triasiques — une séquence épaisse évaporitique — (grès, dolomies, gypse, anhydrite, sels) à la base de la séquence mésozoïque ou d'un mélange de termes évaporitiques à la base (gypse et anhydrite), et de termes péli-tiques et carbonatés au sommet. Les nombreuses sources salées au Sud indiquent la présence du sel en profondeur; (b) la séquence marine jurassique et crétacée, particulièrement épaisse au Nord et, à «reef-facies» dans le Crétacé moyen au Sud; (c) une séquence cénozoïque dont l'épaisseur et le faciès varient. D'après les mêmes auteurs, les régions examinées ont formé pendant le Trias une unité paléogéographique homogène. Cette unité représentait un shelf où prédominait la sédimentation néritique avec un caractère évaporitique très développé. La succession triasique complète (conglomératique et dolomitique) d'un âge de Trias inférieur et moyen et évaporitique d'une épaisseur de plus que 1000 m (V. Perthuisot, 1978) et d'un âge de Trias supérieur est visible seulement en Tunisie méridionale. En Tunisie Centrale et au Nord, le Trias est connu seulement en formes des diapirs triasiques d'un caractère évaporitique. Les diapirs sous forme de lames sont situés à la base des unités allochtones ou de masses intrusives dans la séries crétacées ou tertiaires. Ils sont particulièrement nombreux dans une zone d'une quarantaine de kilomètres de large, orienté NE—SW, la zone des diapirs. Depuis le Jurassique supérieur et pendant le Crétacé, le profondément progressif de la sédimentation marine en Tunisie septentrionale a causé la séparation de ce Sillon tunisien de la zone néritique (Shelf zone) en Tunisie méridionale et orientale (l'extension NW du Craton Saharien). A la fin du Crétacé dans la région de l'île de Kasserine (Y. Fuchs, 1973) et depuis l'Eocène moyen dans le reste de la Tunisie, les premiers mouvements alpins ont causé l'émersion des toutes les régions tunisiennes (excepte celles de la Tunisie septentrionale ultérieure) et la présence d'une sédimentation continentale.

Au cours de l'enfouissement (la phase initiale du diapirisme) des successions triasiques (le Jurassique et le Crétacé inférieur et moyen) la percolation d'eaux connées concentrées dans des carbonates au contact des évaporites (provenant d'une part, des eaux dans les séries évaporitiques, et d'autre part des eaux de la déshydratation des gypses de ces mêmes séries), ont causé l'apparition des néo-minéraux (la première phase faldspathique) caractérisée par l'albite, le quartz noire, accompagnée de phlogopite, phengite etc. Les conditions de pression de l'ordre de 1,2 kilobars et de températures de l'ordre de 150° à 300° C indiquent à

des profondeurs de l'ordre de 5000 mètres (surtout dans la région subsidente du Le Kef-Thibar, proche aux gisements de la région Zag et Tir, V. Perthuisot, 1978).

La circulation des fluides et la fluidité du milieu ont augmenté considérablement la plasticité des roches et ont facilité l'ascension des premiers diapirs (le diapirisme ascendant) vers la fin de l'Aptien (V. Perthuisot, 1978) et le percement de leur couverture à la fin de l'Aptien (H. Bellon — V. Perthuisot, 1977) sous les conditions bathymétriques différentes (H. Rouvier et al., 1985) — la phase pénétrable du diapirisme.

Pendant l'ascension, les fluides chauds, drainés vers les points hauts, se refroidissent et pénètrent dans les niveaux carbonatés, particulièrement le long des zones de fracturation accompagné par une brusque chute de pression. La cristallisation du quartz, des feldspaths, en particulier des feldspaths potassiques et de phlogopites et de phengites est la conséquence de ce processus (la seconde — éruptive — phase feldspathique). Cette paragenèse des néominéraux est «en position sécante» par rapport aux néoformations intervenues dans la dernier stade de l'enfouissement (V. Perthuisot — P. Saliot, 1979). Les phénomènes de remplacement albite/K-feldspath correspond probablement à cette superposition de paragenèse.

Les néominéraux se concentreront au contact du diapir et de couches encaissantes. Les séries périadiapiriques sont d'une épaisseur réduite, les bordures de roches sont bouleversées, fracturées et bréchifiées. L'âge réel de l'ensemble des néominéraux est environ 110 Ma, compatible avec le remaniement de feldspaths potassiques dans des niveaux de l'Aptien supérieur autour de certains diapirs. L'âge radiométrique de K-feldspaths et de phyllites (K/Ar datation) est entre —97 Ma dans la région du Djebel Zag et Tir et —18 Ma dans le Djebel Ichkeul. Ces âges moindres (de basse température) sont interprétés comme le résultat du réchauffement des minéraux aptiens lors d'une augmentation du gradient thermique dans le Nord de la Tunisie contemporaine en liaison avec des phénomènes magmatiques néogènes (—15 Ma à —6 Ma) (H. Bellon — V. Perthuisot, 1977).

L'emersion des diapirs s'est déroulée pendant la sédimentation de succession de l'Aptien à l'Eocène moyen, particulièrement pendant les périodes d'instabilités: le Cénomaniens moyen (la phase tectonique autrichienne), le Maastrichtien (la phase tectonique laramienne), l'Eocène inférieur (la phase tectonique pyrénéenne).

Les structures diapiriques ont été soumises souvent (pendant le Tertiaire) aux déformations tectoniques.

La source du plomb et du zinc et des autres métaux est inconnue et controversable. Des nombreuses hypothèses suivantes ont été publiées:

(a) la minéralisation s'est développée dans deux phases: la première phase, les roches triasiques ont été minéralisées ou par un processus syngénétique (A. Moïsses, 1959) ou par un processus hydrothermal épigénétique en relation avec un magmatisme spilitique (L. Glangeaud, 1935), la seconde phase, dans laquelle les métaux dissous des roches triasiques transportés à la surface par le diapirisme ou par la formation des nappes, ont été redéposés par des eaux percolatées comme les oxydes ou les sulfides;

(b) les eaux hydrothermales situées en profondeur ont été mobilisées par les fractures et transportées ensemble avec les métaux dissous le long des contacts entre les diapirs et les roches encaissantes (P. Sainfeld, 1952);

(c) les eaux de la surface enfouies et réchauffées en profondeur ont dissous les métaux de base situés dans le «basement» ou dans les roches de couverture et déposant leur contenu le long de contact diapirique pendant la phase postorogénique (Tertiaire) — les gîtes hydrothermaux secondaire (J. Bolze — H. Schneiderhöhn, 1951);

(d) P. Nicolini (1968), J. M. Masin (1968), A. Bernard — F. Foglierini (1967) acceptant l'opinion exprimé par J. Bolze (1954) que les diapirs salés triasiques ont été influencé la paléogéographie crétacée, ont souligné l'influence locale des «schoals» et des «paleotalus»;

(e) l'idée d'un continental métal source ont été proposée par Y. Fuchs (1973) pour la Tunisie Centrale (l'île de Kasserine). Il s'agit de la dissolution du sol terrestre enrichie par les métaux lourdes comme le résultat du mouvement épigénétique;

(f) le diapirisme comme un phénomène métallogénétique décisif ont été proposés par E. Latar — V. Perthuisot — H. Rouvier (1981), et complètement élaboré par H. Rouvier — V. Perthuisot — V. Mansouri (1985).

Ch. Gottis — P. Saifeld (1952) ont constaté qu'une part des gîtes métallifères tunisien n'est pas associée aux diapirs triasiques et que les venues thermominérales proviendraient soit des minéralisations anciennes du socle, soit directement des magmas éruptifs profonds.

Les structures, les textures et la composition minéralogique des échantillons de minerais des gîtes plombo-zincifères du Djebel et Tarabia et du Djebel el Gassaa indiquent le caractère épithermal de la minéralisation. Les eaux minéralisées ont utilisé les zones particulières, au contact entre le diapir triasique et des couches crétacées. La faille transversale profonde et toutes failles avoisantes en deux systèmes perpendiculaires ont offert les positions les plus favorables pour l'ascension des eaux métallifères. La minéralisation s'est déroulée à la fin du Crétacé ou pendant de l'orogénèse alpine, liée à la montée du diapir triasique.

Tous les trois groupes de gîtes plombo-zincifères: (a) Koudiat Zag et Tir et Koudiat Oum Hadhoud (I. Jurković et al., 1986), (b) Koudiat el Behmia (El Mena) (I. Jurković et al., 1987) et (c) Djebel et Tarabia et Djebel el Gassaa, situés environ 20 km au Sud-Ouest de la ville du Kef en Tunisie Centrale ont les caractéristiques paragenétiques et génétiques presque identiques; les formes des corps de minerais sont également très similaires.

D'après les auteurs de l'article, la source des métaux de base soient des gisements associés au magmatisme lié à »intercontinental drifting« de la plate-forme triasique et postérieurement étant remobilisé lors de l'orogénèse alpine.

Reçu le 12. 1. 1988.

REFERENCES

- Bellon, H. — Perthuisot, V. (1977): Ages radiométriques (K/Ar) de feldspaths potassiques et de micas néoformés dans le Trias de Tunisie septentrionale. — *Bull. Soc. géol. France*, 1977, (7), 19/5.
- Bernard, A. — Fogliarini, F. (1967): Étude méthodologique sur la genèse des gisements stratiformes de plomb-zinc en environnement carbonaté. — *Economic Geology*, Mon. 3., 267—276.
- Bolze, J. (1954): Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale). — *Soc. géol. France. Compte Rendues Sommaires*, no 7/5, 139—141.
- Bolze, J. — Schneiderhöhn, H. (1951): Métallogénie hydrothermale dans les monts de Téboursouk, Tunisie. — *Bull. Soc. Géol. France*, (6.), I, 1, 381—388, Paris.
- Fuchs, Y. (1973): Sur les relations entre émergence et concentration métallifère (quelques exemples tunisiens). — *Libre Jubilaire M. Solignac. Annales des Mines et de la Géologie*, 26, 479—509, Tunis.
- Glangaud, L. (1935): Origine des gîtes métallifères du Nord de l'Algérie: Cong. Intern. Mines, Métallogénie, Géologie Appl., *Compte Rendues*, 1, 245—258, Paris.
- Gottis, Ch. — Saifeld, P. (1952): Les gîtes métallifères tunisien. — *Intern. Géol. Cong.*, 19th, 1952, 2 ser., no 2, 104 p., Alger.
- Grimani, I. — Šinkovec, B. — Berce, B. (1963): Géologie détaillée des régions Zag et Tir et Tarabia. — A. Texte, p. 18, Zagreb—Tunis (rapport inédit), B. Cartes et coupes géologiques au 1/5000^e au 1/2500^e et au 1/5000^e.

- Jurković, I. — Grimani, I. — Šinkovec, B. (1986): Les gîtes plombo-zincifères Koudiat Zag et Tir et Koudiat Oum Hadhoud, Tunisie. — *Geol. Vjesnik*, Vol. 39, 225—235, Zagreb.
- Jurković, I. — Šinkovec, B. — Berce, B. (1987): Les gîtes plombo-zincifères (Koudiat el Behmia (El Mena), Tunisie. — *Geol. Vjesnik*, 40, 337—350, Zagreb.
- Laatar, E. — Perthuisot, V. — Rouvier, H. (1981): Le district minier de Nefate-Fedj el Adoum (Tunisie septentrionale). Exemple de concentration de Pb-Zn à la périphérie d'un diapir de Trias. — Congr. Natl. Sci. Terre, Sept. 1981, Compte Rendues, Tunis.
- Massin, J. M. (1968): Contribution à l'étude du gîte ferro-plombo-zincifère du Djebel Kebbouch-Sud (Tunisie). — *Soc. Géol. France. Bull.*, 10, p. 103—109.
- Moisseef, A. (1959): Etude géologique et métallogénique du district minier El Grefa-Bazina, Le Semène, Tunisie. — Unpubliée (cit. in P. Routier: Les gisements métallifères, tome I, p. 367, Paris 1963).
- Nicolini, P. (1970): Gîtologie des concentrations minérales stratiformes, p. 792, Paris.
- Perthuisot, V. (1981): Diapirism in Northern Tunisia. — *Journal of Structural Geology*, 3/3, 231—235, Bristol.
- Perthuisot, V. — Saliot, P. (1979): Néof ormation silicatées dans le Trias des diapirs tunisiens. Rôles des solutions hydrothermales. — *Science de la Terre*, 23/2, pp. (2)—75 à (2)—83.
- Perthuisot, V. — Guilhaumou, N. — Touray, J. C. (1978): Les inclusions fluides hypersalines et gazeuses des quartz et dolomites du Trias évaporitique nord-tunisien. Essai d'interprétation géodynamique. — *Bull. Soc. géol. France*, (7), 20/2, 145—155.
- Rouvier, H. — Perthuisot, V. — Mansouri, A. (1985): Pb-Zn deposits and Salt-Bearing Diapirs in Southern Europe and North Africa. — *Economic Geology*, 80, 666—687.
- Sainfeld, P. (1952): Les gîtes plombo-zincifères de Tunisie. — *Ann. Mines et Géol.*, no 9, Tunis.

Olovno-cinkana ležišta Djebel el Tarabia i Djebel el Gassaa u Tunisu

I. Jurković, B. Šinkovec, I. Grimani, B. Berce i J. Crnički

Olovno-cinkane pojave nalaze se oko 20 km od grada Le Kef u središnjem Tunisu (sl. 1). Rudonosni teren izgrađen je od trijaskih, krednih, miocenskih i kvartarnih sedimenata. Trijaski sedimenti predstavljaju dio bočne apofize dijapira Debadib-Ben Gasseur. Sastoje se od glinovito-gipsanih breča s blokovima dolomita i pješčenjaka. Unutar trijaskih sedimenata nađene su eruptivne stijene i određene kao kloritizirani dijabazi. Gornjoj kredi pripadaju različiti tipovi laporovitih vapnenajaka i vapnenjak, svrstani su u cenoman, turon, senon (konijacen, santon, kampan i mastriht). Miocen je izgrađen od pješčenjaka i vapnenjaka. Kvartaru pripadaju pijesci i gline.

Po strukturnom položaju istraživani teren pripada središnjem dijelu velike trijasko dijapire. Unutar krednih naslaga mogu se razlikovati dva sistema rasjeda. Prvi je paralelan ili subparalelan trijaskoj dijapiri i rasjedi imaju pravac pružanja NE—SO; drugi je okomit na prvi i pravci pružanja su NO—SE.

Rudni izdanci se nalaze na liniji dugoj 2 km, pružanja N—S. Istražni radovi su pokazali da postoje tri grupe rudnih pojava. Sjeverna grupa se javlja na hrptu Djebel et Tarabia i izdaci su vezani na donji turon. Radi se o tankim žicama od 10—20 cm debljine, ali vrlo ograničene po pružanju i po padu. Središnja grupa rudnih pojava je beznačajne vrijednosti, javlja se u stijenama gornjeg turona i donjeg konijacena. Radi se o kalcitnim žilama s vrlo malo rudnih minerala. Južna grupa rudnih pojava je u području Djebel el Gassaa unutar gornjeg koni-

jacena i donjeg santona. Rudne pojave u blizini dijapire trijasa imaju oblike nepostojanih žica s kalcitnom jalovinom i pojavama galenita i sfalerita, najvećim dijelom oksidirane u ceruzit i smitsonit.

Mikroskopiranjem je utvrđena ova parageneza:

hipogeni minerali: galenit, sfalerit, pirit, markazit, kalcit, dolomit (fero-dolomit), siderit, barit, kaolinit;

hipergeni minerali: ceruzit, smitsonit, getit, lepidokrokit

U daljnjem tekstu autori daju pregled dosadanjih shvatanja o porijeklu metala u tuniskim olovno-cinkanim ležištima kao i ulogu trijaskog dijapirizma u metalogenezi.

Po mišljenju autora ovog rada strukture, teksture i mineraloški sastav rudnih uzoraka ukazuju na epitermalni karakter mineralizacije. Mineralizirane terme koristile su za ascenziju zone uz kontakt između dijapire i krednih sedimenata. Najpogodniji putevi za ascenziju bili su glavni transversalni rasjed i svi susjedni rasjedi u oba međusobno okomita sistema. Mineralizacija se odvijala krajem krede ili za vrijeme alpske orogeneze. Po autorima izvor metala mogla bi biti rudna ležišta vezana za magmatizam interkontinentalnog riftovanja trijaskog platforme i naknadno remobilizirana za vrijeme alpske orogeneze.