

MB 85-40

GEOLOGIE DE LA MINE D'OR AKASABA - REGION DE VAL-D'OR

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 



SÉRIE DES MANUSCRITS BRUTS

Géologie de la mine d'or Akasaba – Région de Val – d'Or –

Pierre Sauvé

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit tel que soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction.

PREFACE

Le présent rapport s'inscrit à l'intérieur d'un projet quadriennal mis de l'avant par le Ministère de l'Energie et des Ressources en 1984 et qui s'intitule "La géologie et la métallogénie de l'or au Québec". Ce projet générera, d'ici la fin de l'année 1988, plus de 60 rapports et 7 monographies. Chacun des rapports porte sur une mine aurifère québécoise. Il consiste principalement en une compilation et une vérification des données existantes. Les rapports pourront inclure l'interprétation de nouvelles données issues de recherches effectuées dans le cadre du projet. L'information géologique contenue dans les différents rapports sera analysée et synthétisée à l'intérieur de six monographies régionales. Une septième monographie permettra de faire le point sur les connaissances en matière de géologie et métallogénie de l'or au Québec.

Le présent rapport, non édité, est préliminaire; il sera révisé et complété ultérieurement. Les critiques ou commentaires susceptibles d'améliorer le contenu de ce rapport seront pris en considération lors de l'édition d'une version finale. On les fera parvenir à:

Jules Cimon
Ministère de l'Energie et des Ressources
Service de la Géologie
1620, boul. de l'Entente, Québec
G1S 4N6

SOMMAIRE

Akasaba Gold Mines Ltd. a produit, en 1960-63, 39 744 oz Troy d'or et 12 746 oz Troy d'argent extraites de 289 428 tonnes courtes de minerai d'une teneur moyenne de 0,15 oz Au/t. Le gisement exploité est à 17 km à l'est de Val d'Or.

Le gisement est dans la partie supérieure du groupe volcanique de Malartic, à quelques centaines de mètres du contact avec les groupes métasédimentaires de Trivio ou de Pontiac. La roche hôte est un tuf mafique à lapillis d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Ce tuf repose au-dessus d'une mince couche de basalte formant la partie supérieure d'un mélange de basalte, de tuf dacitique et de tuf andésitique. Le tuf à lapillis est surmonté, directement au-dessus du gisement, d'une lentille de dacite massive (petit dôme ou coulée?) de 1500 m de longueur et de 250 m d'épaisseur. Cette "dacite supérieure" passe latéralement à un tuf dacitique beaucoup plus mince. Des filons-couches de diorite et des dykes de porphyre feldspathique de composition intermédiaire se sont injectés parmi les tufs dacitiques et andésitiques inférieurs. Toute cette séquence est inclinée vers le sud avec un pendage d'environ 65°. Les sommets sont vers le sud.

L'or, accompagné de pyrrhotite, est disséminé dans la partie inférieure du tuf à lapillis. La pyrrhotite est dispersée çà et là dans le tuf sur une distance de plus de 600 mètres et sa distribution est donc de forme stratoïde. L'or est plus restreint. Le minerai forme deux petites lentilles trapues dont les grandes dimensions sont dans le plan stratigraphique. La plus grosse lentille a 100 m de longueur par 70 m de largeur par 24 m d'épaisseur. Elle est surtout dans le tuf à lapillis, mais elle déborde un peu dans le basalte inférieur. La petite lentille est dans le prolongement de la première. Elle est incluse dans une brèche volcanique (hyaloclastite?) fortement épidotisée entre le basalte et le tuf à lapillis. Quelques veinules aurifères d'épidote et de quartz recoupent le gisement et le basalte sous-jacent. L'or n'est pas relié fidèlement aux sulfures, si bien que rien ne distingue visuellement le minerai d'or du tuf encaissant (Agar, 1952).

Les sulfures sont constitués surtout de pyrrhotite (souvent 2-10% du tuf) avec un peu de pyrite (0,1-1%) et de chalcopyrite (0,1-0,5%). La magnétite (0-5%) peut être présente. Plusieurs autres minéraux se rencontrent en faibles quantités. L'assemblage minéralogique le plus complexe a été observé dans une veinule recoupant le basalte situé stratigraphiquement en-dessous du gisement. Une quinzaine de minéraux opaques y ont été identifiés. L'assemblage est caractérisé par l'abondance de chalcopyrite et la présence de sulfures de Fe-Ni-Co-Ag, avec des tellurures de bismuth, d'argent et de mercure ainsi que de l'électrum. Des minéraux assez rares comme l'argentopentlandite, la mackinawite (FeS) et la hedleyite (Bi_7Te_3) sont présents. Des évidences d'exsolution indiquent une température de formation relativement élevée. Une paragenèse semblable mais un peu plus simple est présente dans un échantillon provenant apparemment de la petite lentille de minerai située dans la brèche épidotisée. Les signes d'exsolution sont ici moins nombreux. Des traces seulement de l'assemblage Cu-Ni-Co-Ag ont été rencontrés dans les échantillons de tuf mafique minéralisé pris sur les terrils et qui proviennent présumément de la lentille principale. La distribution de l'or est mal connue. Nous l'avons observé dans les associations suivantes: (1) électrum avec chalcopyrite et minéraux de Fe-Ni-Co-Ag, sans pyrite; (2) or natif et tellure de bismuth dans une veine de pyrite-quartz, sans chalcopyrite ni pyrrhotite; (3) or natif sans tellure, sans pyrite et sans chalcopyrite. L'or est parfois voisin de la pyrrhotite mais il est souvent isolé dans les silicates formant le tuf. L'or visible était rarement rencontré dans la mine. Dans l'échantillon le plus riche que nous ayons examiné, l'or est disséminé en nombreux petits grains de 0,2 mm difficilement visible à la loupe.

Le tuf mafique est plutôt particulier car il est pauvre en chlorite et carbonate et très riche en ferro-hornblende (plus de 50%) et en épidote (25%). La partie comprenant le gisement est peut-être légèrement enrichie en chlorite, carbonate et biotite mais ça n'est pas établi.

L'altération des roches autour du gisement est remarquable par l'abondance d'épidote et la rareté relative du carbonate. Des veinules

dans le basalte sous le gisement sont surtout constituées d'épidote avec un peu de quartz, de calcite, parfois de biotite ou de sulfures. Un réseau de veinules à 800 mètres à l'ouest du puits contient, en plus, beaucoup de magnétite. L'abondance d'épidote est parfois spectaculaire et la brèche volcanique déjà mentionnée en contient peut-être 50%. De nombreux nodules et plages épidotisés se rencontrent dans le tuf felsique à plus de 150 mètres sous le gisement. Des zones enrichies en biotite se rencontrent çà et là mais leur distribution n'est pas connue. L'altération en épidote, biotite, magnétite et pyrrhotite est absente dans la dacite supérieure.

L'altération n'est pas documentée chimiquement. Le basalte près du gisement est assez semblable à l'andésite basaltique qui abonde à 1 km au nord du gisement sauf qu'il contient 5% CaO de plus. Nous ne savons si cette différence est liée au métasomatisme. Le tuf mafique est semblable au basalte calcique sous-jacent sauf qu'il contient 5% FeO de plus et beaucoup moins de titane.

La présence de chert et de tuf fin pyriteux à peu de distance du gisement témoigne d'une activité fumerollienne dans le secteur. Marquis et al. (1981) ont donc proposé que le gisement d'or est de nature exhalative. Nous admettons volontiers une dérivation volcanogène, mais nous croyons que le gisement n'est pas formé directement au fonds de la mer mais plutôt un peu en-dessous.

ABSTRACT

Akasaba Gold Mines Ltd. has produced, in 1960-63, 39 744 Troy oz. of gold and 12 746 Troy oz. of silver from 289 428 short tons of ore with an average grade of 0,15 oz. Au/t. The shaft is 17 kilometers east of Val d'Or.

The deposit is in the upper part of the Malartic volcanic group, a few hundreds of meters away from the contact with the Trivio or Pontiac metasedimentary groups. It lies mainly in a mafic lapilli tuff which has a thickness of about 30 meters. The tuff overlies basaltic flows which make up the top part of a mixed sequence of basalt, dacitic tuff, and andesitic tuff. The lapilli tuff is overlain by a lens of massive dacite (small dome or flow?) 1500 meters long by 250 meters thick. This "upper dacite" grades laterally into a thin dacitic tuff. Diorite sills and feldspar prophyry dykes inject the lower andesitic and dacitic tuffs. The whole sequence is tilted southward at a 65° dip. The tops are to the south.

Gold, associated with pyrrhotite, is disseminated mainly in the lower part of the lapilli tuff. Pyrrhotite is abundant here and there over a distance of 800 meters to the west of the shaft and it is thus strata-bound. Gold is more restricted. The ore makes up two small, bulbous lenses whose long dimensions are parallel to the strata. The larger lens is 100 m long, 70 m wide, and 24 m thick. It is mainly within the lapilli tuff, but it extends into the basalt underneath. The smaller lens is an extension of the larger one. It is enclosed in an epidotised volcanic breccia (hyaloclastite?) between the basalt and the lapilli tuff. A few gold-bearing quartz and epidote veinlets cut the ore, but they are not numerous. The gold is not strictly tied to the sulfides, and there is little to distinguish visually the gold ore from the enclosing tuff (Agar, 1952).

The sulfides are generally made up of pyrrhotite (often 2-10% of the tuff) with a small amount of pyrite (0,1-1%) and chalcopyrite (0,1-0,5%). Magnetite (0-5%) may be present. Many other minerals occur in small amounts. A complex assemblage of 15 opaque minerals was observed in a small vein cutting the basalt stratigraphically below the

orebody. It is rich in chalcopyrite, it includes sulfides of Fe-Ni-Co-Ag, tellurides of bismuth, silver, and mercury as well as some electrum. Seldom-reported minerals such as argentopentlandite, macknawite (FeS), and hedleyite (Bi_7Te_3) are present. Fairly high temperatures of formation are indicated by exsolution textures. A similar but more simple mineralogy was observed in a sample of epidotised breccia found on the dump. It must have come from the smaller ore lens. Exsolved minerals are less abundant. Only traces of the Cu-Ni-Co-Ag association were found in samples of mineralised lapilli tuff that must come from the main ore lens. Gold was observed in the following associations: (1) as electrum associated with chalcopyrite and Ni-Co-Ag sulfides, without pyrite; (2) native gold with bismuth telluride in pyrite-quartz veinlets, without chalcopyrite, and pyrrhotite; (3) native gold without tellurides, pyrite, and chalcopyrite. Gold may occur next to pyrrhotite or it may occur isolated among silicates making up the tuff. Visible gold was seldom met in the mine. In the richest sample we have examined, gold is disseminated in numerous grains up to 0,2 mm across, and it is not readily seen with a hand lens.

The mafic lapilli tuff is rather unusual as it is poor in chlorite and carbonate and very rich in ferro-hornblende (more than 50%) and epidote (25%). It may be slightly enriched in chlorite, carbonate, and biotite in the gold deposit; but, this is not certain.

Alteration around the deposit is remarkable for the abundance of epidote and relative scarcity of carbonate. Veinlets in the basalt underneath the ore-body are made-up of epidote with some quartz, calcite, sometimes biotite or sulfides. Another stockwork of veinlets 800 m west of the shaft contains also abundant magnetite. Development of epidote may be spectacular. The volcanic breccia already mentioned contains about 50% epidote. Numerous epidote nodules occur in a feldspathic tuff more than 150 m north of the deposit. Zones of biotite enrichment also occurs here and there but their distribution is poorly-known. Alteration in epidote, biotite, magnetite, and pyrrhotite is missing in the upper dacite.

The alteration has not been studied chemically. Basalt near the ore deposit is similar to the basaltic andesite which is common 1 km to

the north except that it contains 5% more CaO. It is not known if the difference is related to metasomatism. The mafic lapilli tuff resembles the calcic basalt but it contains 5% more FeO and much less titanium.

The occurrence of pyrite-bearing chert and fine tuff near-by is taken as evidence of volcanic hot-spring activity. Marquis et al. (1981) have therefore proposed that the gold deposit is exhalative in origin. We readily accept a volcanogenic origin, but we believe that the deposit has not formed at the bottom of the sea but, perhaps, a short distance below the water-rock interface.

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE	III
ABSTRACT	VI
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES TABLEAUX, LISTE DES FIGURES	XI
1. INTRODUCTION	1
2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE	1
3. HISTORIQUE ET PRODUCTION	1
4. TRAVAUX ANTÉRIEURS ET PRÉSENTS	2
5. CADRE GÉOLOGIQUE	3
6. GÉOLOGIE LOCALE	7
6.1 Basalte	8
6.2 Épidotite	9
6.3 Pyroclastites inférieures (andésites et dacites)	11
6.4 Chert et exhalite	13
6.5 Tuf mafique à lapilli	13
6.6 Dacite supérieure	15
6.7 Diorite ou gabbro	16
6.8 Porphyre feldspathique	17
6.9 Tectonique	17
6.10 Métamorphisme	18
7. GÎTOLOGIE	19
7.1 Dimension et teneur des zones minéralisées	19
7.2 Apparence du minerai, distribution de l'or	19
7.3 Minéralogie	24
7.3.1 Paragenèse commune	25
7.3.2 Paragenèse de Cu-Ni-Co-Ag de température élevée	26
7.3.3 Pyrite, tellurobismuthite et or natif	27
7.3.4 Pyrite tardive	27
7.3.5 Or natif sans tellurure, or visible	28
7.4 Altération	29
Épidotisation	29
Magnétite	29
Chlorite	30
Biotite	30
7.5 Contrôle structural	30

7.6	Discussion	31
7.6.1	Altération et apports chimiques	31
	Additions métallifères au gisement	31
	Altération locale des épontes	31
	Apports de fer et calcium	32
7.6.2	Origine	32
7.6.3	Métamorphisme du gisement	35
8.	PROSPECTION GÉOPHYSIQUE ET GÉOCHIMIQUE	36
9.	RECHERCHES À POURSUIVRE	36
10.	CONCLUSION	37
11.	REMERCIEMENTS	37
12.	BIBLIOGRAPHIE	39

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1:	Coupe géologique généralisée à la limite ouest du canton de Louvicourt (rang IV et V).	6
Tableau 2:	Séquence stratigraphique près du gisement Akasaba.	8
Tableau 3:	Composition chimique des roches du secteur Akasaba.	10
Tableau 4:	Teneur de quelques éléments chimiques significatifs.	33

LISTE DES FIGURES

Figure 1:	Géologie d'une partie des cantons de Louvicourt et de Bourlamaque, Abitibi.	4
Figure 2:	Géologie près des gisements Akasaba et Louvicourt Goldfield.	5
Figure 3:	Gisement Akasaba, plan du 1 ^{er} étage.	20
Figure 4:	Trois coupes transversales du gisement, vues vers l'est.	21
Figure 5:	Coupe longitudinale montrant l'épaisseur du minerai en mètres.	22
Figure 6:	Vue tri-dimensionnelle de la zone minéralisée Akasaba.	23

1. INTRODUCTION

Ce rapport a pour but de résumer l'information géologique disponible sur le gisement d'Akasaba Gold Mines Ltd. Des travaux de terrain et de laboratoire ont été effectués pour vérifier cette information et pour préciser certaines données.

2. SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La propriété est à 17 kilomètres E-SE de Val d'Or, dans les rangs III et IV du canton de Louvicourt, près de sa bordure ouest. Le vieux puits est à 48°02'46" de latitude et 77°33'52" de longitude.

3. HISTORIQUE ET PRODUCTION

Les premiers indices d'or furent découverts en 1923 et les claims furent originalement piquetés par MM. Rickaby et McNiven. Ils furent explorés par The Victoria Syndicate en 1926 puis par Obaska Mines Limited. Deux zones parallèles de pyrrhotite porteuses de valeurs d'or et de cuivre furent découvertes en 1928 et des forages furent effectués aux alentours en 1929. Les terrains furent abandonnés, puis piquetés de nouveau mais peu de travail fut effectué de 1930 à 1941. Les propriétaires, pour un temps, furent Valbec Exploration Ltd. puis Minecreators Ltd.

Frobisher Exploration Company Ltd. fit 3020 pieds de sondage en 1942, puis transféra ses droits à Obaska Lake Mines Ltd. qui fit, en 1944-45, un levé magnétométrique suivi de 12 395 pieds de forage. Ces travaux définirent deux lentilles minéralisées à moins de 300 pieds de profondeur. La lentille est était évaluée à 149 000 tonnes courtes d'une teneur de 0,187 oz Au/t, la lentille ouest, à 38 000 tonnes à 0,201 oz Au/t, 0,7 oz Ag/t et 0,9% Cu. Un puits vertical de 321 pieds fut creusé en 1951, suivi du creusage de 2 276 pieds de galeries sur deux étages et du forage de 16 000 pieds. Les travaux furent suspendus en 1952.

Les travaux souterrains furent repris en 1959 par Akasaba Gold Mines Ltd. (qui deviendra Akasaba Resources en 1976). La lentille est

fut ré-évaluée à 177 352 tonnes courtes d'une teneur de 0,168 oz Au/t. L'exploitation des deux lentilles se fit à partir de 1960 jusqu'à leur épuisement en mai 1963. L'épaisseur des lentilles permettait l'abattage par la méthode "long hole". Le minerai était traité à l'atelier de la mine Bevcon distant de 17 kilomètres. En tout, 289 428 tonnes courtes de minerai furent extraites. La teneur moyenne était de 0,15 oz Au/t (5,14 g/t). La production fut de 39 744 oz d'or et 12 746 oz d'argent d'après Latulippe (1976).

Des travaux de prospection ont été effectués de temps à autres depuis 1967. Ils comprennent des levés géophysiques, géochimiques et géologiques et 24 sondages. La propriété est détenue sous option par SOQUEM depuis 1978.

4. TRAVAUX ANTÉRIEURS ET PRÉSENTS

Les publications géologiques sur le gisement se limitent à quelques notes rédigées par des géologues du Ministère des Mines à l'occasion de courtes visites de la propriété (Hawley, 1931; Ross, 1940, Ingham, 1945 et 1956) et aux brèves descriptions de Sharpe (1968) et Latulippe (1976). Les deux premières publications sont antérieures à la découverte du gisement d'or. Les descriptions de Sharpe et de Latulippe ont été faites après la fermeture de la mine. Elles sont surtout tirées des brefs rapports internes de la compagnie car le gisement n'affleure pas et les épontes affleuraient très mal. On y rapporte que la minéralisation est disséminée dans un filon de gabbro ou diorite altéré appelé "chloritite". Des rapports non publiés montrent que certains géologues croyaient que la chloritite est un agglomérat.

Du décapage fait par SOQUEM en 1982 a dégagé de bons affleurements des épontes du gisement, y compris la "chloritite" et "l'épidotite" qui contenaient la minéralisation. Ces travaux donnent une image bien plus claire du gisement puisque la roche hôte n'est pas une diorite altérée mais des roches pyroclastiques qui étaient poreuses à l'origine.

Nous avons examiné tous les rapports trouvés dans la filière des travaux statutaires concernant le gisement Akasaba. Nous avons aussi

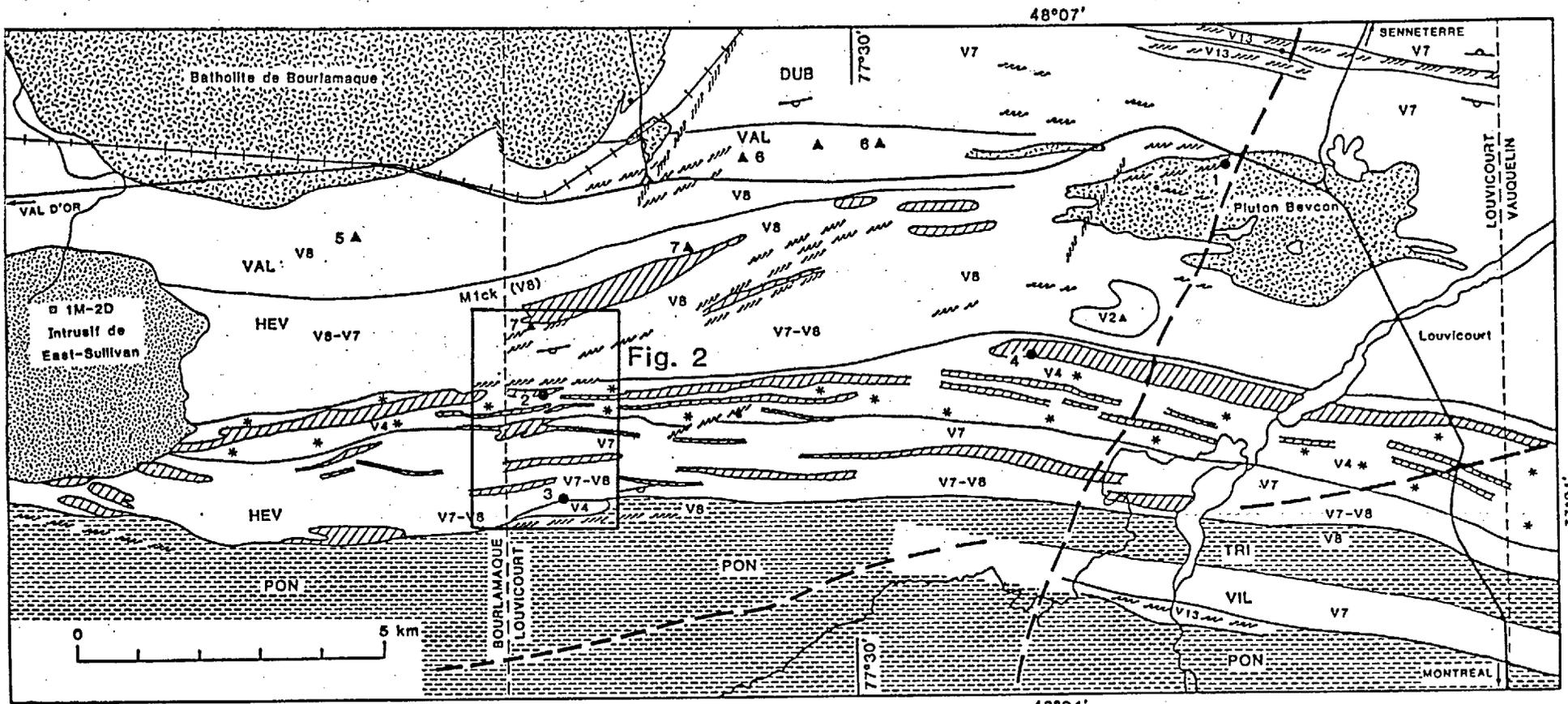
étudié la compilation des vieux travaux préparée par SOQUEM et des rapports géologiques, géochimiques et de sondages faits par le personnel de SOQUEM. Les affleurements dégagés et quelques sondages récents ont été brièvement examinés et échantillonnés. L'examen pétrographique d'une trentaine de lames minces et d'une quinzaine de lames polies a été complété. La paragenèse des sulfures n'avait jamais été décrite. Elle s'est avérée bien plus complexe que prévu.

5. CADRE GÉOLOGIQUE

La région appartient à la ceinture volcanique de l'Abitibi de la province archéenne du Supérieur du Bouclier canadien. Le gisement Akasaba est situé au sommet du groupe métavolcanique du Malartic supérieur (Latulippe, 1976), tout près des groupes métasédimentaires de Trivio (Sharpe, 1968) et de Pontiac.

Imreh (1984) a étudié et subdivisé le groupe de Malartic près de Val d'Or et à l'ouest. La partie supérieure est constituée du complexe volcanique central de Val d'Or où les roches calco-alcalines sont importantes. La formation de Héva, caractérisée par la présence de basaltes magnétiques, en constitue le sommet.

Les roches près du gisement et pour 2 kilomètres au nord sont classées dans le Héva supérieur par Imreh (1984). Elles ont une direction est-ouest, un pendage presque vertical et tous les sommets déterminés sont tournés vers le sud. Un aperçu des unités lithologiques est donné au tableau ci-joint et leur distribution est indiquée à la figure 2. Un membre caractérisé par la présence de lave sphérolitique felsique a été reconnu par Norman (1947) et par Sharpe (1968) et tracé sur une distance de plus de 25 km par Norman. Des échantillons de brèches et de tufs pris dans sa partie sud par Trudel (1981) ont une teneur d'environ 70% SiO₂ (tableau 3, colonne 10). Ce sont des dacites ou rhyolites sodiques ferrifères à la limite entre les séries tholéiitique et calco-alcaline. Le membre sphérolitique est surmonté



GRUPE OU FORMATION

DUB Dubuison
 HEV Héva
 PON Pontiac
 TRI Trivio
 VAL Val d'or
 VIL Villebon

LITHOLOGIE

	Diabase	M1ck	Schiste à chlorite-séricite
	Gabbro-diorite		Grauwacke
	1D Quartzo-diorite	V13	Komatélite
	1M Monzonite	V8	Pyroclastites
o	Porphyre	V7	Basalte
▲	Brèche	V4	Volcanique intermédiaire
*	Sphérolitique	V2	Rhyolite

● ● GÎTES D'OR

- 1 Bevecon
 - 2 Louvicourt Goldfield
 - 3 Akasaba
 - 4 Sigma-2
- ▲ GÎTES DE CU-ZN**
- 5 Manltou
 - 6 Louvem
 - 7 Dunraîne

Figure 1-

Géologie d'une partie des cantons Louvicourt et Bourlamaque d'après Norman (1947), Sharpe (1968), Imreh (1984), et compilation géoscientifique

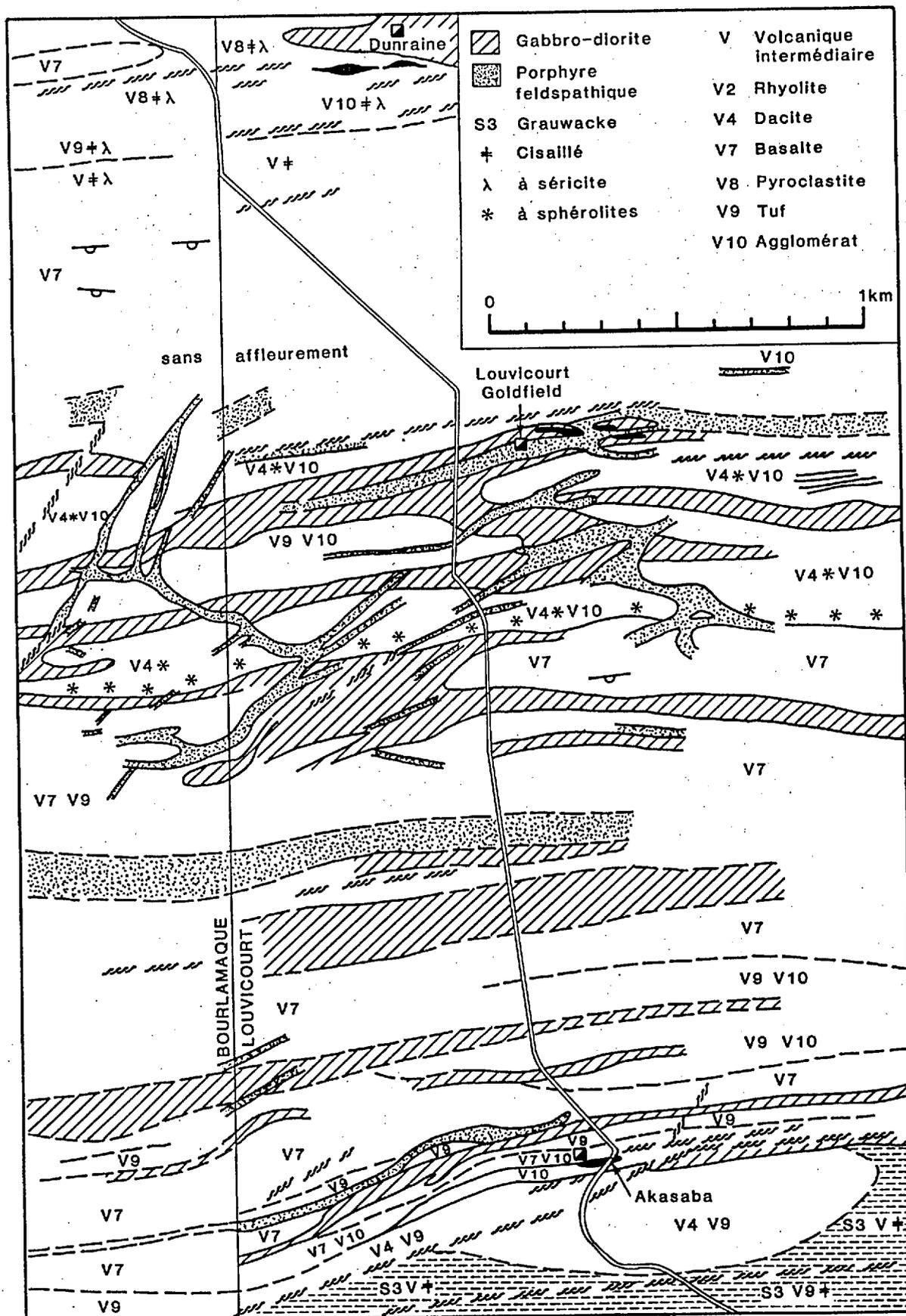
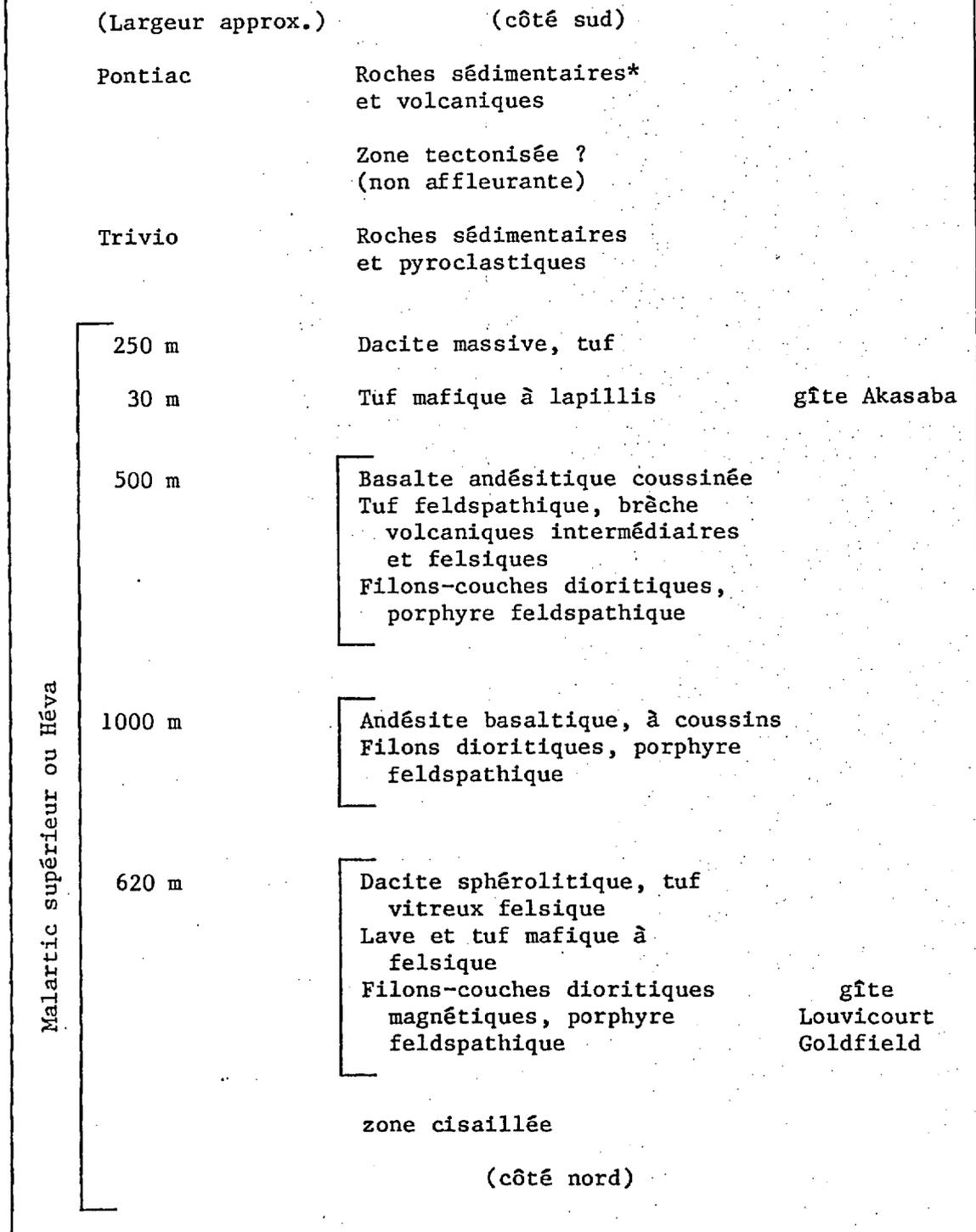


Figure 2- Géologie près des gisements Akasaba et Louvicourt Golfield Corp.

Tableau 1

COUPE GÉOLOGIQUE GÉNÉRALISÉE À LA LIMITE OUEST DU
CANTON DE LOUVICOURT (RANG IV ET V)



* Toutes les roches de la région sont métamorphisées. Le préfixe "méta" est omis pour alléger le texte.

d'andésites basaltiques (tableau 3, colonne 3, 56% SiO₂), en partie coussinées, puis d'un mélange de laves et tufs mafiques à felsiques et enfin d'une lentille de dacite qui constitue le sommet local du groupe de Malartic. Le gisement est dans un tuf mafique à lapillis sous la lentille de dacite. La partie supérieure de cette séquence est décrite plus en détail à la section suivante.

Les roches au sud du groupe de Malartic sont constituées de métagrauwackes et de laves ou tufs schisteux qui affleurent peu et que Sharpe (1968) a classé dans les groupes de Trivio et de Pontiac. Les relations stratigraphiques et structurales entre ces roches et le Malartic sont mal connues. Une zone tectonisée majeure qui inclut la faille de Cadillac sépare les groupes de Malartic et de Pontiac près de Malartic. Elle peut passer à 800 mètres au sud du gisement Akasaba, entre le Trivio et le Pontiac, si elle se prolonge jusque là. D'après Marquis (1981), les grauwackes et argilites du Trivio sont intensément déformés. Il croit que ces roches reposent en concordance par dessus la lentille dacitique déjà mentionnée.

Le groupe de Malartic est injecté de filons-couches de gabbro ou diorite et de dyke de porphyre feldspathique de composition intermédiaire (tableau 3, respectivement colonnes 4-5 et 7).

Le gisement Akasaba se distingue des gisements d'or usuels du secteur de Val d'Or car il n'est pas associé à des veines de quartz et pyrite. L'or est disséminé avec de la pyrrhotite, de la chalcopryrite, un peu de pyrite et de la magnétite dans un tuf à lapillis mafique riche en hornblende.

6. GÉOLOGIE LOCALE

Les strates près du gisement ont une direction est-ouest et un pendage sud. Les sommets sont vers le sud. Le tableau no 2 donne un aperçu de la stratigraphie locale.

Tableau 2

SÉQUENCE STRATIGRAPHIQUE PRÈS DU GISEMENT AKASABA

250 m	Dacite supérieure	
15-40 m	Tuf mafique à lapillis ("chloritite"), intercalations de basalte à la base	hôte du gisement
10-30 m	Basalte, un peu de tuf. "Épidotite" au sommet	
100 m	Brèche et tuf felsiques à intermédiaires, basalte Diorite, porphyre feldspathique	
25 m	Basalte	
100 m	Brèche et tuf felsiques à intermédiaires, un peu de chert pyriteux ("exhalite") Diorite, porphyre feldspathique	

6.1 Basalte

Les laves mafiques massives ou coussinées sont abondantes sur une distance de 150 mètres au nord du puits. Elles sont mêlées à des brèches et tufs intermédiaires à felsiques. Une unité de 10 à 30 mètres constituée essentiellement de lave mafique forme la base ou le mur nord du gisement. Elle semble se prolonger latéralement sur plus de 800 mètres vers l'ouest.

Le basalte qui affleure à l'ouest du puits montre plusieurs failles, fractures et zones cisailées mais, le plus souvent, la roche n'est aucunement schisteuse, les coussins sont parfaitement conservés et même la texture pilotaxitique très fine des laves massive est encore visible au microscope. La surface fraîche est gris verdâtre, plutôt pâle pour un basalte. La surface altérée est parfois très pâle, due à l'abondance de clinozoïsite. Des basaltes porphyriques montrent une petite quantité de phénocristaux blancs de plagioclase altéré qui atteignent 2 cm de longueur. Le sommet hyaloclastique des coulées massives supérieures est parfois transformé en "épidotite" (voir plus loin).

Le metabasalte est surtout constitué de clinozoisite-épidote et de hornblende pléochroïque en jaune pâle, vert et bleue-vert. Il contient aussi un peu d'albite et des petits grains de leucoxène. Le quartz secondaire, le carbonate, la chlorite et la biotite brune sont présents en quantités très variables mais ils sont habituellement peu abondants. Les baguettes originales de plagioclase de 0,2 mm de longueur sont encore visibles dans des laves massives. Elles sont transformées tantôt en albite, tantôt en épidote. Les quelques phénocristaux d'ancien plagioclase examinés au microscope sont constitués entièrement de clinozoisite-épidote sans albite visible. La magnétite et la pyrrhotite sont observées dans certaines laves très altérées.

La moyenne de six analyses chimiques présentée à la colonne 2 du tableau 3 indique que les laves mafiques situées près du gisement sont des basaltes andésitiques (53,5% SiO₂). Elles se distinguent des laves mafiques qui abondent à un kilomètre au nord du puits (andésites basaltiques, colonne 3, tableau 3) par une teneur beaucoup plus élevée en calcium (12,2 vs 7,4% CaO). Elles contiennent aussi plus de potassium mais la teneur de cet élément varie beaucoup d'un échantillon à l'autre.

Nous ne savons si cette haute teneur en calcium est originale ou si elle reflète une addition métasomatique de calcium reliée à l'épidotisation et à la minéralisation. Un échantillon de lave mafique pris par Trudel (1981) à un kilomètre à l'est du puits, à peu près au même niveau stratigraphique que celui des laves calciques, ne contient que 7,7% CaO. Des analyses supplémentaires sont nécessaires pour éclaircir ce point. Le problème des hautes teneurs en calcium est mentionné plus loin (voir 7.7 Discussion).

6.2 Épidotite

Ce terme est ici utilisé pour dénoter une roche caractéristique riche en épidote et qui forme des couches de quelques mètres d'épaisseur. Une petite partie du gisement était dans l'épidotite. Certains ont cru que c'était une diorite altérée.

L'épidotite est vert épidote. Elle est souvent constituée d'environ 50% d'épidote, de 30 à 50% de hornblende, de carbonate et de

Tableau 3

COMPOSITION CHIMIQUE DES ROCHES DU SECTEUR AKASABA.
ANALYSES RECALCULÉS À 100%, EXCLUANT H₂O, CO₂ et S.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	51.0	53.7	56.2	56.2	57.3	59.6	63.3	63.9	65.6	70.3
Al ₂ O ₃	12.4	13.6	13.4	13.6	12.1	14.8	14.4	17.0	16.4	12.0
FeO (t)	16.1	11.4	12.5	10.6	13.8	9.5	4.7	3.3	3.5	6.2
MgO	4.9	4.7	5.9	5.6	4.2	3.4	4.2	2.2	2.0	1.9
CaOc	12.4	12.4	7.4	9.4	6.8	7.7	6.4	6.0	4.2	3.3
Na ₂ O	1.5	2.2	2.6	2.4	3.1	3.4	5.1	5.8	6.0	4.5
K ₂ O	0.6	0.5	0.2	0.4	0.5	0.3	1.0	0.9	1.2	0.6
TiO ₂	.55	1.16	1.42	1.29	1.64	1.08	.56	.66	.80	.94
P ₂ O ₅	.11	.13	.17	.20	.33	.21	.27	.27	.28	.26
MnO	.31	.20	.21	.19	.23	.13	.07	.05	.04	.08
FeO/Feo+MgO (S)	.77 (1.67)	.17	.68	.65	.76	.74	.53	.60	.64	.76

- 1- Roches altérées près du gisement Akasaba, surtout des tufs mafiques. Addition possible de fer et calcium et enlèvement de soude. Moyenne de sept analyses.
- 2- Basalte andésitique calcique, 0 à 150 m au nord du puits. Addition possible de calcium. Moyenne de six analyses.
- 3- Andésite basaltique, 1000 à 1400 m au nord du puits. Moyenne de dix analyses.
- 4- Diorite ou gabbro, 200 à 600 m au nord du puits. Quatre analyses.
- 5- Diorite ou gabbro, 700 à 1500 m au nord du puits. Sept analyses.
- 6- Pyroclastites inférieures, brèches et tufs variés andésitiques et dacitiques, parfois altérés, 150 à 500 m au nord du puits. Moyenne de huit analyses un peu disparates, 54 à 64% SiO₂.
- 7- Porphyre feldspathique, 200 et 900 m au nord du puits. Moyenne de deux analyses. Analyses individuelles: 61% et 66% SiO₂.
- 8- Dacite supérieure, partie massive inférieure, juste au sud du gisement. Moyenne de treize analyses.
- 9- Dacite supérieure, 250 m au sud du puits. Deux analyses.
- 10- Dacite ou rhyolite sodique, membre sphérolitique, 1400 à 1600 m au nord du puits. Six analyses.

Source: Colonne 8, échantillon de sondage analysés par Metric Lab.
Toutes les autres analyses viennent de Trudel (1981).

quantités variables de chlorite, biotite, albite et quartz. Elle peut contenir un peu de magnétite, de la chalcopryrite et de la pyrrhotite. Les grains d'épidote ont souvent 1 mm à 5 mm de longueur et ces gros grains oblitèrent les textures fines originales.

Les affleurements nouvellement dégagés à 300 mètres à l'ouest du puits montre que l'épidotite forme la partie sommitale de coulées massives. L'épidotite est nettement bréchique et forme une couche de 1 à 3 mètres d'épaisseur. Elle passe graduellement au basalte bréchique et massif en-dessous. Elle est en contact net avec le tuf supérieur. Il ne fait pas de doute que l'épidote a remplacé la brèche de sommet de la coulée, probablement la partie hyaloclastique.

Une couche d'épidotite de 10 mètres d'épaisseur affleure à 100 mètres au sud-ouest du puits. Cette unité contenait une partie du minerai. Elle est hétérogène et bréchique et montre localement un litage flou. Le contact est net avec le tuf mafique supérieur et nous n'avons pas observé son contact inférieur. La roche est semblable à la brèche basaltique épidotisée déjà décrite et elle ne ressemble à aucune autre roche du secteur. C'est sûrement une brèche volcanique, peut-être hyaloclastique.

6.3 Pyroclastites inférieures (andésites et dacites)

Des brèches et tufs volcaniques de composition felsique et intermédiaire sont mêlés aux basaltes de 20 m à 125 m au nord du puits et ils semblent constituer l'essentiel de la séquence volcanique de 150 m à 250 m au nord du puits. Ces roches sont variées dans leur aspect, leur composition et leur altération. Elles n'ont jamais été décrites en détail. Nous n'avons examiné que de rares affleurements et qu'un peu de carottes de sondage. Notre description est donc très incomplète et se limite à quelques types de roches aperçues.

Un tuf feldspathique blanc ou gris pâle forme des unités de quelques mètres à plusieurs mètres d'épaisseur à divers niveaux de la séquence. Il peut être massif ou lité. C'est un tuf dacitique cristallin, à texture saccharoïde. Il est surtout constitué de grains de plagioclase, souvent de 0,5 à 1,0 mm de diamètre, avec quelques grains

ferromagnésiens et de très rares grains de quartz. Des grains constitués d'une très fine mosaïque de feldspath et quartz représentent apparemment un verre dacitique recristallisé mais ces grains se perdent facilement dans la pâte fine. L'épidote semble toujours présente (5-20%) ainsi qu'une quantité moindre de carbonate. Les ferromagnésiens, qui forment souvent 5 à 15% de la roche, sont constitués d'amphibole faiblement pléochroïque, de chlorite et de biotite. En général, l'amphibole est plus abondante que la chlorite et elle peut être présente à l'exclusion de celle-ci. La teneur en biotite varie beaucoup. C'est parfois le principal minéral ferromagnésien. Du clinopyroxène entouré d'amphibole a été aperçu dans une lame mince. Des petits grains de sphène, parfois avec noyaux d'ilménite, sont communs. Un peu d'apatite a été observé. Des traces de tourmaline ont été aperçues dans une lame mince. Des amas nodulaires d'épidote de 0,5 cm à 3 cm de diamètre semblent remplacer le tuf feldspathique de façon aléatoire. Ils forment peut-être 5% de la roche dans certains cas. L'épidote est grenue et semble toujours accompagnée de carbonate, parfois d'amphibole ou de quartz, quelquefois d'un peu de pyrrhotite et de chalcopyrite.

Des brèches volcaniques sont constituées de fragments mafiques ou intermédiaires riches en hornblende tandis que d'autres sont riches en fragments dacitiques avec phénocristaux de plagioclase. La pâte est tuffacée. Un agglomérat ou tuf à bloc affleure à 180 m au nord du puits. Les blocs ont jusqu'à 10 cm de longueurs et semblent de composition intermédiaire. Ils sont granoclassés et l'agglomérat évolue vers le haut en un tuf pâle feldspathique. L'agglomérat et le tuf contiennent une petite quantité de nodules d'épidote et de calcite.

Un tuf aphanitique blanc ou gris pâle, souvent finement lité, marque souvent le sommet d'une séquence d'agglomérat et de tuf. Il peut surmonter des séquences de tuf foncé. Son épaisseur n'est souvent que de quelques centimètres ou quelques décimètres.

La moyenne de huit analyses de tuf et brèches est présentée au tableau 3, colonne 6. Elle correspond à une andésite felsique (59,6% SiO₂) mais les analyses individuelles varient de l'andésite mafique à la dacite (54 à 64% SiO₂). Certaines roches acides sont très calciques: 11% CaO pour 64% SiO₂ dans un cas. C'est présumément une roche altérée.

6.4 Chert et exhalites

Des lentilles de chert de quelques centimètres d'épaisseur sont rapportées par Marquis et al. (1981) et par Trudel (1981). Elles sont souvent associées au tuf très fin et elles contiennent parfois un peu de pyrite. Un chert ou tuf cherteux finement lité et assez riche en pyrite affleure à 200 mètres au nord du puits. Sharpe (1968) spécule que c'est possiblement un dépôt de fumerolle et qu'il témoigne d'une activité géothermique dans le secteur.

6.5 Tuf mafique à lapillis

Presque tout le minerai du gisement Akasaba se trouvait dans ce membre. La roche a été appelé "chlorite", amphibolite, diorite altérée, diorite amphibolitisée et agglomérat dans les rapports antérieurs.

Le membre a une épaisseur de 15 à 40 m près du puits. Il a été tracé sur une distance de 600 m vers l'ouest et il est maintenant exposé par décapage ici et là. D'après Agar (1952), il a aussi été tracé par forage pour 500 mètres à l'est du puits mais il n'affleure pas dans ce secteur.

La roche la plus abondante semble être un tuf à lapillis mais le tuf plus fin est aussi abondant. Le membre comprend aussi un peu d'agglomérat ou de tuf à blocs, surtout vers la base. Les blocs ont jusqu'à 15 cm de longueur. Certains tufs montrent un litage centimétrique bien évident mais, le plus souvent, le litage est grossier ou peu évident. Un peu de basalte est intercallé à la base du membre qui ne semble pas formé d'une seule venue.

Le tuf à lapillis caractéristique contient des fragments pâles épidotisés qui ressortent clairement dans la pâte foncée. Ces fragments ont surtout de 3 mm à 2 cm de calibre et ils constituent souvent de 5 à 15% de la roche. Ce sont souvent les seuls fragments visibles. Des fragments mafiques aphanitiques ont été reconnus dans quelques cas, mais ils se perdent facilement dans la pâte semblable. Ils étaient probablement abondants car la partie mafique contient beaucoup de vagues structures lenticulaires dont la dimension est souvent de l'ordre du centimètre.

Des fragments angulaires de basalte cristallin à texture fine bien conservée ont été notés à un endroit. Leur bordure est nette.

Les tufs contiennent souvent des grains épidotisés plus petits que dans les tufs à lapillis. La texture clastique est mal conservée mais on distingue au microscope des grains ronds de hornblende et d'ilménite altérée qui semblent clastiques. Ils ont un diamètre de 0,5 mm ou 1 mm et ils sont beaucoup plus gros que la hornblende fine de la pâte.

Les tufs et tufs à lapillis sont noirs ou vert foncé, durs et souvent magnétiques. Ils sont parfois massifs mais ils montrent souvent une foliation marquée par l'alignement de hornblende, de chlorite ou de pyrrhotite. Ils sont habituellement riches en ferro-hornblende fortement pléochroïque de jaune à vert à turquoise. Ce minéral forme souvent 50% de la roche, l'épidote peut-être 25% et le reste est surtout constitué de chlorite fortement pléochroïque, de biotite brune, de carbonate, de quartz et d'albite. La chlorite et la biotite sont parfois abondantes aux dépens de l'amphibole: des échantillons contiennent environ 25% de chlorite, 15% de biotite et pas d'amphibole. Les fragments pâles sont des agrégats ou mosaïques de grains d'épidote de l'ordre du millimètre, parfois plus. La pâte mafique peut-être essentiellement constituée de ferro-hornblende avec un peu de biotite et de chlorite. L'albite semble absente ou est en petits grains peu évidents dans la plupart des lames mais elle peut être relativement abondante dans certaines couches. Les petits grains d'ilménite sont entièrement transformés en sphène. Les grains plus gros (0,5 mm) sont transformés en agrégats formés d'une couronne de sphène entourant un noyau de petits grains d'ilménite avec parfois un peu de pyrrhotite. La magnétite est présente (1-3%) dans environ le tiers des échantillons étudiés. Elle peut être concentrée en fines couches parallèles au litage. Des grains de magnétite qui étaient euhédres sont fracturés et corrodés. Des petites quantités (1-3%) de pyrrhotite disséminée se présentent à plusieurs endroits sur la longueur exposée de 600 mètres du tuf. Des petits grains d'apatite ont été aperçus dans les grains ronds de hornblende. Un peu de tourmaline a été observé dans un tuf chloriteux qui ne contient pas d'amphibole.

La colonne 1 du tableau 3 donne la composition moyenne de sept échantillons altérés pris par Trudel (1981) sur les terrils de la mine. Ce sont surtout des tufs mafiques mais quelques échantillons de laves altérées ont pu s'y glisser. La composition présente est celle d'un ferro-basalte calcique [51% SiO₂, 16,1% FeO (fer total), 12,4% CaO]. Ces échantillons contiennent en moyenne 1,7% S, donc environ 3% Fe exprimé par 3,75% "FeO" est pris dans la pyrrhotite. L'altération intense laisse planer des doutes sur la composition originale de la roche mais il devrait s'agir d'un tuf mafique près de la limite entre basaltes et andésites. Les échanges chimiques sont traités plus loin (voir Discussion).

La roche a été appelée diorite altérée. Le litage occasionnel et la nature clastique du membre sont bien évidents dans les affleurements récemment dégagés. La texture n'est pas du tout celle de la diorite. Il est difficile de croire que la texture grenue de la diorite a été détruite alors que la texture fine des basaltes cristallins juxtaposés est bien conservée. C'est sans doute un tuf mafique mais il y a peu de fragments qu'on peut identifier avec assurance. Les petits fragments épidotisés ont parfois un contour rectangulaire et c'est peut-être des cristaux de plagioclase altéré comme ceux présents dans le basalte porphyrique. Les gros fragments ont des formes irrégulières et ont probablement une autre source. C'était possiblement des fragments de verre puisque des brèches hyaloclastites avoisinantes sont transformées en épidotite. Le tuf est inhabituel par l'abondance de hornblende et la rareté relative de la chlorite, du moins au faciès métamorphique des schistes verts. Cela reflète l'abondance de calcium et la rareté du CO₂ mais ne l'explique pas. La couleur noire reflète l'abondance de ferro-hornblende et le très haut rapport Fe/Mg de la roche.

6.6 Dacite supérieure

La demie inférieure de la lentille de dacite a été observée en forage. C'est un microporphyre massif, non schisteux, avec quelques zones locales de schiste un peu séricitique qui représentent des zones de cisaillement, des zones de tuf, ou les deux ensembles. La partie

supérieure, qui affleure à 300 m au sud-est du puits, est modérément foliée et séricitique. La lentille de dacite massive, qui a plus de 200 mètres d'épaisseur près du puits, n'a peut-être que 1500 mètres de longueur. Elle s'amincit rapidement de chaque côté et passe, du côté ouest, à des tufs felsiques séricitisés et bien lités avec quelques bancs massifs (Agar, 1952). La lentille est possiblement un dôme ou une coulée de dacite visqueuse.

Le contact inférieur contre le tuf mafique à lapillis est franc où nous l'avons observé.

Le microporphyre contient 10 à 20% de phénocristaux de plagioclase de l'ordre du millimètre avec quelques phénocristaux de quartz et des grains mafiques de grandeur comparable. La pâte fine est riche en grains allongés de feldspath avec environ 15% de quartz, jusqu'à 15% d'épidote et 5 à 15% de chlorite. Le leucoxène est en grains de 0,2 mm. Un peu de carbonate, d'amphibole pâle et des traces de biotite ont été observés. Les phénocristaux de feldspath sont constitués d'albite un peu sale avec des quantités variables de clinozoïsite-épidote, parfois de la chlorite, du carbonate ou de la séricite. Le quartz est en petits grains interstitiels au plagioclase. Des grains apparemment isolés sont en continuité optique et la texture s'approche parfois de la texture granophyrique. Les zones schisteuses sont plus riches en séricite que la roche massive. Elles contiennent parfois un peu de pyrite disséminée et des veinules dolomitiques. Des traces de pyrrhotite ont été observées sur quelques centimètres à la base de la dacite, contre le tuf mafique. La pyrite seule a été observée plus haut dans la lentille.

La dacite contient environ 65% SiO_2 (tableau 3, colonnes 8 et 9). Elle est alumineuse et sodique et devait être relativement riche en plagioclase. Elle est moins siliceuse et nettement plus calco-alcaline que la dacite du membre sphérolitique (tableau 3, colonne 10).

6.7 Diorite ou gabbro

La diorite ou gabbro se présente en filons-couches à peu près concordants ayant souvent quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Ils sont injectés dans les roches pyroclastiques inférieures mais ne

semblent pas présents dans les environs immédiats du gisement. Le filon le plus rapproché est rapporté en sondage à 50 m au nord du puits. Plusieurs filons affleurent à 200 mètres au nord du puits.

La roche est foncée, à grain moyen, généralement massive. La texture diabasique originale est partiellement conservée. L'amphibole constitue environ un tiers de la roche, l'albite un autre tiers et le reste est formé d'épidote, de chlorite, de quartz, de carbonate et d'un peu de sphène. Certains filons-couches sont magnétiques.

La moyenne de onze analyses de diorite ou gabbro est présentée aux colonnes 3 et 4 du tableau 2. Les roches sont intermédiaires à mafiques (57% SiO₂) et assez semblables aux andésites basaltiques qui affleurent à un kilomètre au nord du puits. Les analyses individuelles montrent de fortes variations dans le rapport Fe/Mg.

6.8 Porphyre feldspathique

Le porphyre feldspathique n'est pas rapporté aux environs immédiats du gisement. Un dyke important affleure à 150 m au nord-ouest du puits. Il a été tracé jusqu'à un kilomètre à l'ouest du gisement. Il recoupe la diorite.

Nous n'avons pas examiné ce type de roche. Marquis et al. (1981) rapportent que les phénocristaux de plagioclase altéré atteignent 1,5 cm de longueur et qu'ils forment 20 ou 25% de la roche. Certains dykes contiennent en plus des phénocristaux de hornblende, d'autres contiennent des petits phénocristaux de quartz d'après Trudel (1981).

La moyenne de deux analyses de porphyre est présentée à la colonne 7 du tableau 3. Les analyses individuelles donnaient 61% et 66% SiO₂. Ce sont des roches intermédiaires à felsiques. Le rapport Fe/Fe+Mg est le plus bas de toutes les roches analysées y compris l'andésite basaltique. Le porphyre est nettement calco-alcalin et bien éloigné du champ tholéitique.

6.9 Tectonique

Le développement de la schistosité dans les roches volcaniques est inégal et souvent peu accentué. La déformation est surtout limitée

à des failles et à des zones de cisaillement locales. Les laves mafiques, les diorites, certains tufs et une bonne part de la dacite supérieure sont peu ou non foliés. Les coussins sont souvent parfaitement conservés et leurs sommets sont tous vers le sud. Le tuf mafique à lapillis est folié mais les fragments semblent peu déformés. Des tufs dacitiques ne sont pas foliés tandis que d'autres forment des schistes à séricite. Les roches métasédimentaires du sud sont souvent schisteuses et parfois plissotées.

Les roches volcaniques ont une direction à peu près E-W (N70° à N90°) et un pendage d'environ 60-70°S. La schistosité, aussi E-W, a généralement un pendage abrupt vers le sud mais le pendage est parfois vers le nord. Marquis et al. (1981) ont reconnu une linéation à N180°/60°S qu'ils croient parallèle à des axes de plis de deuxième phase. Aucun pli d'importance n'a été reconnu dans la séquence volcanique locale.

Les axes de plis mineurs et majeurs dans les roches métasédimentaires du sud ont une direction moyenne de N70°/60°E (Marquis et al., 1981). Ce sont des plis de première phase d'après ces auteurs.

6.10 Métamorphisme

La biotite brune est courante et montre que le champ de stabilité de la biotite a été atteint lors du métamorphisme régional. Le faciès est celui des schistes verts comme l'indique la coexistence de l'albite et de l'épidote. L'amphibole fortement pléochroïque en bleu et vert du tuf mafique a été analysée à la microsonde. C'est une ferro-hornblende à bonne teneur d'alumine (10,8% Al₂O₃), près de la limite entre la hornblende et la hornblende édénitique [env. (Na_{0,5}K_{0,1})Ca_{1,85}(Mg_{1,5}Fe_{2,8})(Al_{10,5}Fe_{0,3})(Si_{6,6}Al_{1,4})O₂₂(OH)₂]. Son abondance suggère que la bordure du faciès amphibolite n'est peut-être pas éloignée.

La minéralogie du tuf mafique est caractérisée par un fort rapport d'amphibole à chlorite. Ceci s'explique peut-être par le grade métamorphique assez élevé et par la rareté du carbonate. La conservation du clinopyroxène observée dans une lame de tuf felsique est plutôt surprenante car ces roches sont souvent poreuses à l'origine et facilement altérables.

7. GÉOLOGIE

7.1 Dimension et teneur des zones minéralisées

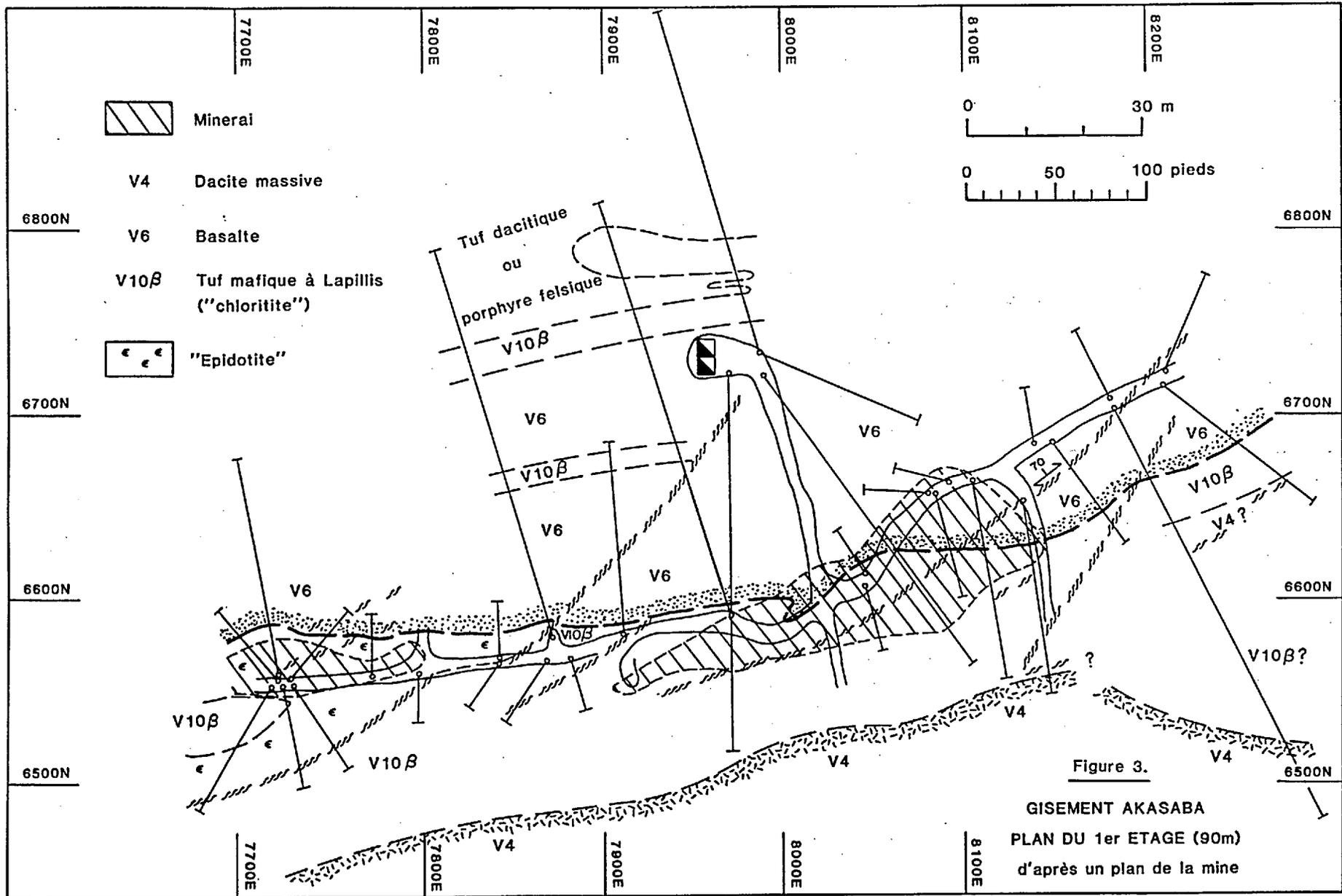
Le minerai exploité constituait deux lentilles trappues ou bulbeuses dans le prolongement l'une de l'autre. Leurs grandes dimensions sont parallèles au plan stratigraphique (figure 3). La lentille "Est" mesurait 100 m par 70 m avec une épaisseur maximale de 24 m. Elle reposait surtout à la partie inférieure (nord) du tuf à lapillis mais elle débordait légèrement dans le basalte inférieur. La lentille "Ouest" mesurait 75 m par 25 m et atteignait une épaisseur de 6 m. Elle était dans l'épidotite qui surmonte le même basalte (figures 3 et 4).

Les teneurs évaluées étaient de 5,7 g Au/t pour la lentille Est et 6,8 g Au/t, 24 g Ag/t et 0,9% Cu pour la lentille Ouest (voir Historique). À défaut d'autres indications, on doit penser que la lentille Ouest était nettement plus riche en cuivre et argent que l'autre.

Les sondages ont recoupé de bonnes valeurs d'or ici et là dans des tufs mafiques et des laves coussinées, de 5 à 40 m au nord du gisement, donc stratigraphiquement sous le gisement. Le tonnage évalué est cependant faible et la continuité des zones minéralisées n'est pas assurée.

7.2 Apparence du minerai, distribution de l'or

Le tuf minéralisé contient souvent 2 à 10% de sulfures, surtout de la pyrrhotite avec un peu de pyrite et de chalcopryrite. Les sulfures sont surtout disséminés en feuillets millimétriques ou en petits filonnets alignés dans les plans de foliation. Souvent, les sulfures se retrouvent surtout dans les fragments épidotisés. Quelques amas centimétriques de pyrrhotite massive ont des formes et dimensions comparables à celles des fragments épidotisés. Un affleurement de tuf un peu minéralisé à 20 m au sud du puits (tout près du gisement exploité) montre une dispersion très aléatoire des sulfures. Des plages minéralisées se présentent çà et là et elles ne semblent pas contrôlées par le litage ou par des fractures évidentes.



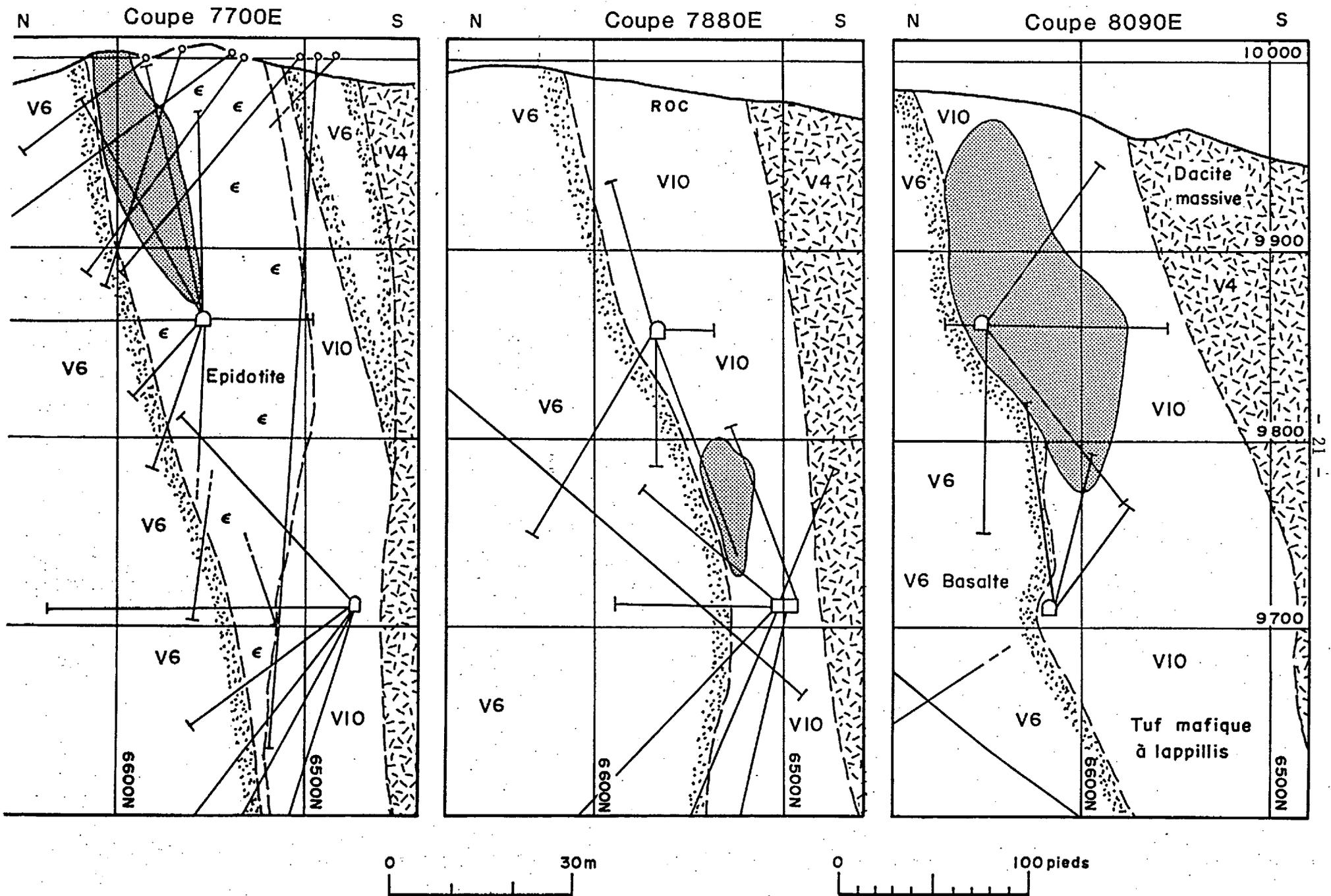
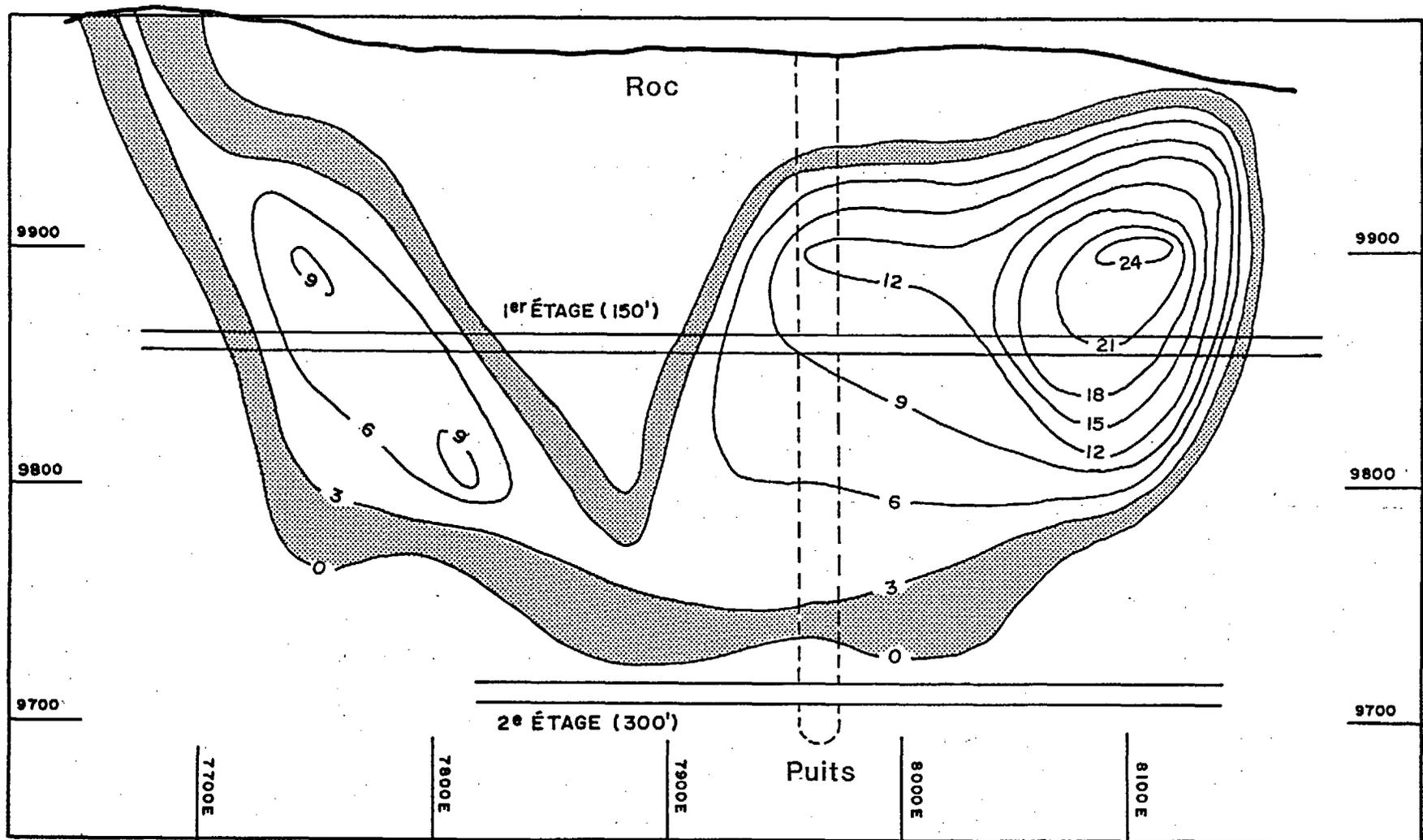


Figure 4. Trois coupes transversales du gisement, vues vers l'est.

Ouest

Est



- 22 -

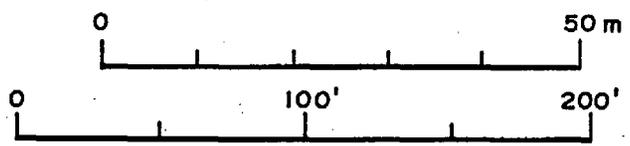


Figure 5. Coupe longitudinale montrant l'épaisseur du minerai en mètres

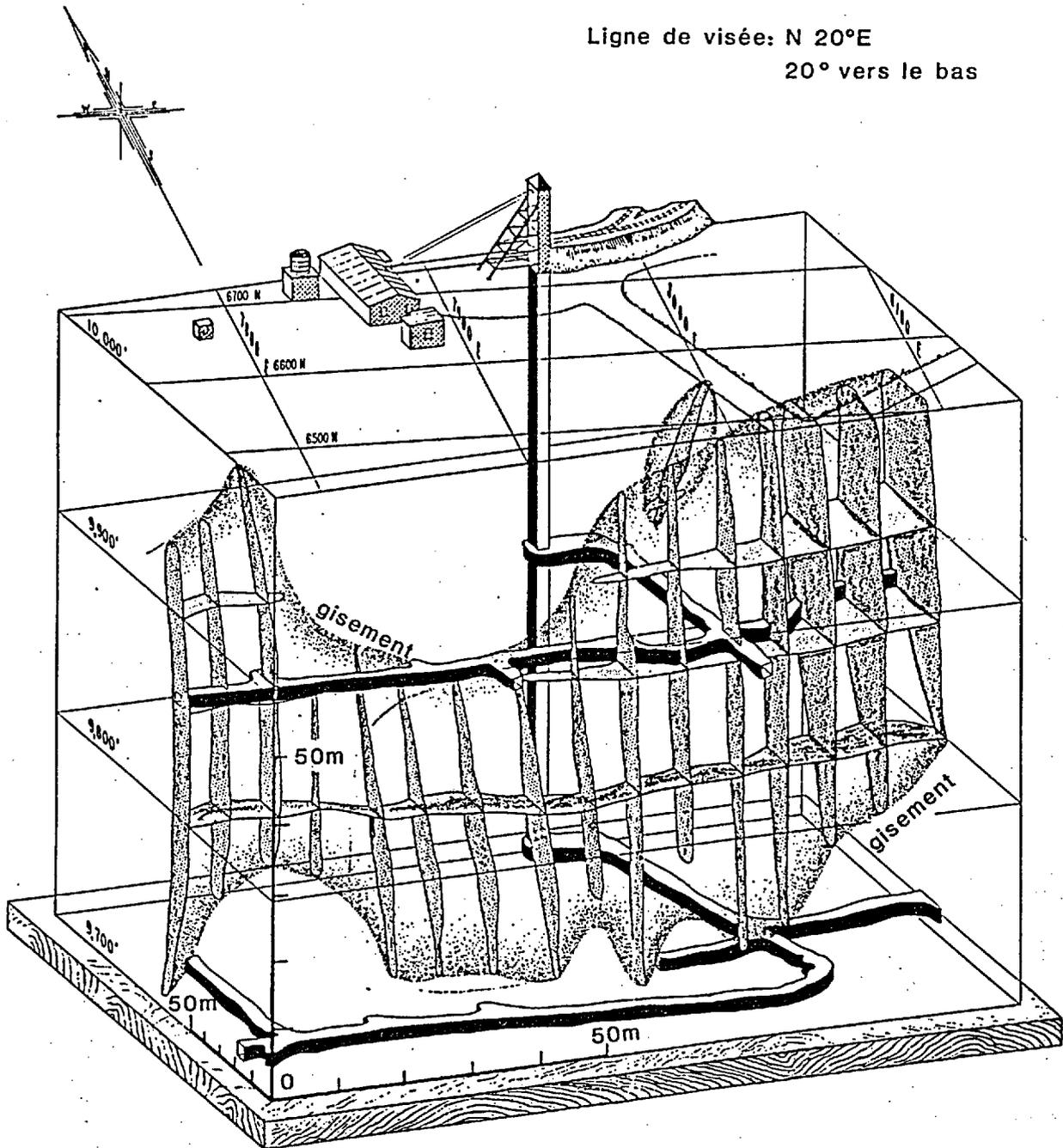


Figure 6. Vue tri-dimensionnelle de la zone minéralisée Akasaba (Obaska Lake Mines Ltd.) par Project-o-graph Enrg., 1952.

Des échantillons d'épidotite trouvés sur les terrils contiennent une bonne quantité de chalcopryrite (2-10%) et un peu de pyrrhotite dispersées à travers la roche. C'est comme si les sulfures et la calcite avaient rempli les pores et les fissures de l'épidotite.

Des laves coussinées minéralisées affleurent à 30 mètres à l'ouest du puits. La chalcopryrite et la pyrrhotite accompagnées d'épidote, de calcite et quartz se rencontrent surtout à la bordure des coussins, dans le matériel scoriacé entre les coussins et dans des fractures. Un peu de sulfure est aussi dispersé çà et là dans des coussins non fracturés mais le contrôle de la minéralisation par les fractures et les pores est plus évident que dans le cas des tufs.

L'or est dispersé dans le tuf minéralisé en sulfures mais son abondance n'est pas proportionnelle à la quantité de sulfures. Agar (1952) rapporte que les sulfures dans le tuf ("chloritite") sont plus abondants dans les galeries du deuxième étage de la mine que dans celles du premier. Le minerai d'or par contre est peu abondant au deuxième étage mais l'est au premier. Rien ne distinguait franchement le minerai d'or du tuf minéralisé à basse teneur. Divers critères étaient utilisés pour reconnaître visuellement le minerai mais ils étaient peu fiables (Agar, 1952). La présence de plus de 1% de chalcopryrite était bon signe mais du minerai à bonne teneur d'or pouvait contenir très peu de chalcopryrite. Un autre indice favorable était un réseau de veinules d'épidote-quartz-calcite avec un peu de sulfures. Les veinules dans le tuf étaient moins nombreuses et plus petites que dans le basalte (Agar, 1952).

7.3 Minéralogie

Les sulfures et autres minéraux métalliques sont nombreux et variés et leur dispersion est inégale. Leur distribution spatiale est mal connue puisqu'elle n'est pas mentionnée dans les vieux rapports et que presque tous nos échantillons viennent des terrils.

Pour mieux souligner les associations observées, nous diviserons l'assemblage minéralogique en cinq groupes même s'il y a sûrement continuité entre divers groupes.

1- Paragenèse commune: pyrrhotite avec un peu de pyrite et de chalcopryrite, avec ou sans magnétite.

- 2- Paragenèse de Cu-Ni-Co-Ag de "haute température": chalcopryrite et pyrrhotite avec sphalérite, argentopentlandite, mackinawite, cubanite, cobaltite, pentlandite, violarite, tellures de bismuth, d'argent et de mercure, électrum, amalgame.
- 3- Pyrite avec or natif et tellure de bismuth, magnétite.
- 4- Pyrite tardive, (sans or?).
- 5- Or natif, sans tellure, pyrite ni chalcopryrite.

Une étude plus poussée modifierait sûrement ces divisions. Nous n'avons étudié que 14 lames polies. C'est bien peu si l'on considère la complexité minéralogique.

7.3.1 Paragenèse commune

La pyrrhotite est de loin le sulfure le plus abondant. Elle est presque toujours accompagnée d'une quantité souvent 10 ou 20 fois moindre de pyrite et de chalcopryrite. Cette association constante est fréquente dans le gisement d'or et elle déborde apparemment loin à l'extérieur de celui-ci. Ce groupe de sulfures se retrouvent ici et là dans le tuf mafique jusqu'à 600 m à l'ouest du gisement.

L'abondance de la pyrrhotite et son mode d'occurrence mégascopique ont été mentionnés à la section précédente "apparence du minerai".

La pyrrhotite montre souvent une texture métamorphique. Les feuilletés et filonnets de pyrrhotite, qui sont parallèles à la foliation, sont constitués de grains multiples montrant des points de jonction triple formant des angles de près de 120°. La pyrrhotite est moulée, parfois interstitielle contre les silicates. L'épidote, l'amphibole et la biotite ont des faces cristallines droites contre la pyrrhotite. La chalcopryrite a les mêmes formes que la pyrrhotite. La pyrite est en petits grains presque toujours incorporés dans les lentilles ou filonnets de pyrrhotite. Elle possède des faces cristallines droites contre la pyrrhotite mais elle est anhétre contre les silicates.

La relation entre cette paragenèse et la magnétite n'est pas connue. Celle-ci peut être présente ou absente dans le tuf minéralisé en sulfures et dans le tuf sans sulfure.

7.3.2 Paragenèse de Cu-Ni-Co-Ag de température élevée

Cette paragenèse est caractérisée par l'abondance relative de chalcopyrite et par une minéralogie complexe montrant des signes d'exsolution.

La chalcopyrite est aussi abondante que la pyrrhotite, parfois plus. La pyrite est rare. Des grains de pyrite fortement corrodés sont partiellement remplacés par la chalcopyrite et la pyrrhotite. La sphalérite est présente en petite quantité. Son abondance semble proportionnelle à celle de la chalcopyrite.

La chalcopyrite contient de fines inclusions d'argentopentlandite $(\text{Fe,Ni})_8\text{AgS}_8$, de mackinawite (FeS) nickelifère et, rarement, de cubanite $(\text{CuFe}_2\text{S}_3)$ qui semblent formées par exsolution. L'argentopentlandite (Vourelainen et al., 1972; Scott et Gasparrini, 1973) a la couleur brune de la bornite. Elle a été identifiée à la microsonde électronique. Elle est en petits grains d'environ $25 \mu\text{m}$ parfois associés à la pentlandite ou à la mackinawite. Cette dernière est en inclusions extrêmement fines. Elle a été identifiée par sa biréflectance extrême et son anisotropisme. La présence de nickel a été indiquée par la microsonde.

La pyrrhotite contient parfois des traces de pentlandite $[(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8]$ en très fines inclusions en forme de flammes. Il s'agit sans doute d'exsolution. Des grains de violarite $[(\text{Ni,Fe})_3\text{S}_4]$ montrent un clivage cubique bien marqué et ce minéral est possiblement pseudomorphe de la pentlandite. Quelques petits cubes de cobaltite $[(\text{Co,Fe,Ni})\text{AsS}]$ ont été aperçus et leur composition a été vérifiée à la microsonde.

De l'électrum est associé à cette paragenèse. Quelques mesures à la microsonde indiquent une teneur de 45 à 55% d'argent. Des teneurs de 6% et de 18% de mercure ont aussi été obtenues pour deux grains d'électrum dans une même lame polie. Ces grains contiennent des petits points bruns et une autre phase semble présente, possiblement un amalgame d'argent ou d'or-argent.

Les tellurures sont bien plus abondants que l'électrum. Les mesures à la microsonde donnent des compositions correspondant à la

hedleyite (Bi_7Te_3 à Bi_5Te_3), à la tellurobismuthite (Bi_2Te_3), à la hessite (Ag_2Te), à la stuetzite ($\text{Ag}_{5-x}\text{Te}_3$) et à la coloradoite (HgS). Ce dernier minéral est rare. Les tellures de bismuth sont de loin les plus abondants.

La paragenèse complexe décrite plus haut a été observée dans une veine de sulfures-épidote-quartz-carbonate parmi les laves mafiques sous-jacentes au gisement (forage 81-06, à 20 m du collet). L'abondance de minéraux d'exsolution indique une température de formation relativement élevée. Une paragenèse un peu plus simple, sans pentlandite et violarite et avec une quantité moindre d'argentopentlandite et de mackinawite, a été trouvée dans un échantillon d'épidotite bien minéralisée pris sur les terrils. Les minéraux d'exsolution sont ici moins abondants et la température de formation semble bien plus basse.

Quelques échantillons de tuf à lapillis contiennent une assez bonne proportion de chalcopryrite avec un peu d'inclusions de mackinawite, de la sphalérite, des tellures de bismuth et d'argent et de l'or ou de l'électrum. Ils font la transition entre la paragenèse complexe et la paragenèse usuelle simple.

7.3.3 Pyrite, tellurobismuthite et or natif

Cette association n'est présente que dans une seule lame étudiée. Une veinule pyriteuse de 0,5 cm côtoie une veinule de quartz plus ancienne dans un tuf mafique assez riche en pyrrhotite (paragenèse commune typique). La veinule pyriteuse est constituée de pyrite (50%), quartz, carbonate, magnétite (5%), chlorite, biotite et hornblende. Elle ne contient que des traces de pyrrhotite et de chalcopryrite. La tellurobismuthite et une quantité moindre d'or natif sont relativement abondants en grains de 5 à 25 μm dans les bordures chloriteuses de la veine. Quelques grains d'or analysés contiennent de 5 à 11% d'argent.

7.3.4 Pyrite tardive

La pyrite, sans quartz, forme des filonnets millimétriques concordants ou discordants par rapport à la foliation. Dans le dernier cas, les feuillets et filonnets de pyrrhotite de la paragenèse commune

sont clairement remplacés par la pyrite à proximité de la veinule. La pyrite remplace aussi la pyrrhotite dans les filonnets concordants. Des cristaux de pyrite homogène montrent, contre la pyrrhotite, des surcroissances bulbeuses de pyrite chargées d'inclusions fines qui marquent des zones concentriques de croissances (structure "bird's eye"). Nous n'avons pas aperçu d'or dans ce contexte mais nos observations se limitent à deux lames polies seulement.

Les veines et filonnets de pyrite sont volumétriquement peu importants sur les terrils.

7.3.5 Or natif sans tellurure, or visible

Beaucoup de pyrrhotite est sans or. Les très rares grains d'or observés en association avec la paragenèse commune sont surtout dans les silicates et quelquefois dans la pyrite.

Un petit échantillon de pyrrhotite semi-massive pris sur les terrils est cependant exceptionnellement riche en or. L'or n'est pas visible à l'oeil nu. La lame polie contient une cinquantaine de petits grains d'or de 50 à 400 μm et beaucoup d'autres plus petits. La pyrrhotite, presque sans pyrite ni chalcopyrite, contient environ 25% de quartz, de chlorite et de biotite. Le tellurure est pratiquement absent. L'or peut être interstitiel entre les grains métamorphiques de chlorite et biotite. Il contient 8 à 9% d'argent.

D'après Agar (1952), l'or visible à la loupe n'était pas commun dans les galeries. Il rapporte que de l'or visible fin a été observé:

- 1- dans des veinules d'épidote-quartz-carbonate dans le basalte et le tuf;
- 2- dans des taches ou plages d'épidote-quartz-carbonate dans le tuf;
- 3- dans des petites veines ou veinules de quartz ou de quartz-carbonate dans le basalte et le tuf.

Il est intéressant de noter qu'il n'associe pas l'or visible aux sulfures.

L'or se rencontre évidemment dans des associations variées et sa répartition reste mal connue.

7.4 Altération

L'altération rencontrée près du gisement s'étend, à des degrés divers, jusqu'à au moins 800 m à l'ouest du gisement. Elle s'étend peut-être plus loin à l'est et à l'ouest mais ces régions n'affleurent pas. Elle couvre surtout le tuf mafique et le basalte en-dessous. Des évidences d'altération sont visibles à plus de 150 m au nord du puits.

Les minéraux les plus caractéristiques et les plus répandus sont la pyrrhotite, l'épidote et la magnétite.

Aucune altération semblable n'a été aperçue dans la dacite supérieure.

Épidotisation

L'association étroite entre une partie de l'or et les veines et taches d'épidote dans le gisement a déjà été mentionnée.

L'épidotite constitue l'altération la plus spectaculaire. Elle a déjà été décrite. Elle semble, en grande part, dérivée de la partie bréchique et vitreuse du basalte. Nous n'avons pas de données chimiques mais nous supposons qu'il y a eu addition de calcium et enlèvement d'une partie de la soude du basalte. L'épidotite est présente autour de la lentille ouest du gisement et s'étend sur 250 m vers l'ouest.

Le basalte sous le gisement contient ici et là des veinules et plages centimétriques d'épidote et d'épidote-calcite-quartz-sulfures. Un patron d'altération semblable est bien exposé à 800 m à l'ouest du gisement. À cet endroit, de l'épidote grenue, souvent accompagnée de magnétite et parfois de sulfures, remplit les cavités primaires de la lave, remplace les bordures de coussin et remplace sur quelques centimètres la bordure des fractures.

Des nodules centimétriques d'épidote dans les pyroclastites inférieures semblent faire partie du même type d'altération. Elles contiennent parfois un peu de sulfures. Elles sont nombreuses dans les tufs feldspathiques à quelques dizaines de mètres sous le gisement et elles se rencontrent à 150 m au nord du puits.

Magnétite

Le gisement, le tuf mafique et l'épidotite contiennent de la magnétite à beaucoup d'endroits mais non partout.

Les levés magnétométriques font ressortir deux fortes anomalies. L'une coïncide avec le gisement, l'autre, à 800 m à l'ouest, correspond au réseau de veinules d'épidote-magnétite-sulfures déjà mentionné. À cet endroit, des bordures altérées de coussins peuvent contenir jusqu'à 50% de magnétite (Marquis et al., 1981).

Chlorite

Le tuf mafique était appelé chloritite près du gisement mais c'est trompeur. L'amphibole est beaucoup plus abondante que la chlorite dans la plupart des échantillons pris sur les terrils.

La chlorite est abondante près de certaines veinules. Même si aucune étude comparative n'a été faite à distance du gisement, nous avons l'impression que le tuf mafique est légèrement enrichi en chlorite dans le gisement.

Biotite

La distribution de la biotite est bien mal connue.

Le tuf mafique riche en sulfures et en chlorite est souvent riche en biotite. La biotite se rencontre dans des veines et veinules minéralisées. Elle est parfois en contact avec la pyrrhotite et était en équilibre avec elle. Agar (1952) note que la biotite est souvent associée aux valeurs d'or dans le tuf mafique.

La biotite est fortement enrichie dans des zones de largeur centimétrique ou décimétrique dans les laves mafiques situées sous le gisement. Elle peut former plus de 25% de la roche altérée alors qu'elle est peu abondante dans le basalte commun. Un agglomérat à fragments de dacite vitrophyrique est riche en biotite et pyrrhotite à 150 mètres au nord du puits.

7.5 Contrôle structural

Le contrôle structural n'est pas clair d'après Agar (1952) et aucune faille majeure n'est rapportée près du gisement. Les cartes du gisement montrent bien quelques zones cisailées de direction surtout NE mais elles ne semblent pas affecter les limites du minerai. Ces zones sont apparemment les zones faiblement à modérément cisailées rapportées par Agar (1952).

Agar (1952) rapporte la présence d'une forte fracture de direction NE avec pendage de 25°NW à 10 m au SE du puits à l'étage 300 (profondeur 90 m; 25 m au nord du gisement). Cette fracture contient de l'or. La roche au-dessus est passablement fracturée tandis que celle en-dessous l'est beaucoup moins. Agar (1952) rapporte d'autres fractures et il croit que l'ensemble peut former une zone fracturée d'une épaisseur de près de 15 m et à pendage d'environ 30°W. Presque tout le minerai est situé au-dessus de cette zone.

Le basalte sous le gisement contient plusieurs petites veines et failles mineures minéralisées. À part celles rapportées par Agar, nous en avons observé quelques-unes dans les forages récents. Une petite faille NS bien minéralisée en chalcopyrinite affleure à 125 m à l'ouest du gisement. Les petites plages et veinules d'épidote, souvent avec sulfures, ont déjà été mentionnées.

Dans l'hypothèse d'un gisement volcanogène formé au fond de la mer ou un peu en-dessous, ces petites failles et fissures nombreuses auraient pu servir de conduits aux solutions minéralisatrices. D'ailleurs, notre étude paragenétique suggère que les sulfures des veinules sous le gisement se sont formés à une température plus élevée que les sulfures du gisement.

7.6 Discussion

7.6.1 Altération et apports chimiques

Additions métallifères au gisement

Nous n'avons pas d'analyse chimique mais la minéralogie indique un apport des éléments suivants: Au, Ag, Bi, Te, Se, Hg, Cu, Zn, Fe, Ni, Co, S, As. Les quantités ajoutées sont cependant faibles pour presque tous les éléments sauf S, Cu et probablement Fe.

Altération locale des épontes

Ces modifications chimiques ne sont pas documentées quantitativement et nous nous en tiendrons à quelques généralités. Le tuf du gisement est possiblement légèrement enrichi en chlorite et carbonate, donc en OH et CO₂, (le métamorphisme postérieur au gisement a dû

éliminer beaucoup d'eau). L'épidotisation marquée reflète probablement une addition de CaO et possiblement un enlèvement de Na₂O dans certains cas. Le potassium a été ajouté localement. La magnétite semble indiquer une oxydation, mais elle est en partie liée à la formation de la pyrrhotite. Ces minéraux se forment peut-être par sulfurisation sans addition nette d'oxygène.

Apports de fer et calcium

L'abondance de magnétite, de pyrrhotite et d'épidote suggère une addition de fer et de calcium. Parallèlement, le tuf mafique et le basalte semblent anormalement riches en ces mêmes éléments, ceci sur une étendue d'au moins 200 m par 800 m.

Nous avons déjà indiqué que les basaltes situés près du gisement sont considérablement enrichis en calcium par rapport aux andésites basaltiques qui sont abondantes à 1 km au nord du gisement (12,2% CaO vs 7,4% CaO, tableau 4). La teneur des autres éléments, y compris le fer, est assez semblable sauf pour le titane. La composition citée à la colonne 2 des tableaux 3 et 4 est la moyenne obtenue de six analyses de basalte dont la teneur en calcium ne varie pas tellement (11,3 à 14%). Ces teneurs assez uniformes en calcium font penser qu'elles sont magmatiques plutôt que secondaires et liées à l'épidotisation. Elles sont cependant exceptionnellement élevées par rapport à la teneur en silice. S'agit-il d'une contamination tardi-magmatique du magma andésitique?

La composition présente du tuf à lapillis semble être celle du basalte calcique avoisinant auquel a été ajouté 5% FeO et 1,7% S (tableau 4, colonnes 1 et 2). La teneur en silice est moindre dans le tuf mafique que dans le basalte (51,0% contre 53,7% SiO₂) mais elle n'implique pas un enlèvement métasomatique de silice dans l'hypothèse où le tuf est dérivé du magma basaltique. L'addition d'environ 5% FeO à un tuf légèrement poreux entraîne automatiquement une baisse de plus de 2,5% SiO₂ dans la teneur analysée (colonne 1a, tableau 4). Le tuf semble cependant bien différent du basalte par sa teneur en titane (0,55% vs 1,16% TiO₂). Viennent-ils d'un magma différent ou la différence est-elle due au fractionnement ou ségrégation des grains d'ilménite durant le transport du tuf?

<u>Tableau 4</u>						
TENEURS DE QUELQUES ÉLÉMENTS CHIMIQUES SIGNIFICATIFS						
%	1 tuf mafique	2 basalte calcique	3 andésite basaltique	1a	1b	2a
SiO ₂	51,0	53,7	56,2	53,7	56,6	56,5
FeO	16,1	11,4	12,5	11,7	12,3	12,0
CaO	12,4	12,4	7,4	13,1	8,5	7,8
Na ₂ O	1,5	2,2	2,6	1,6	1,7	2,3
TiO ₂ (S)	0,55 (1,7)	1,16	1,42	0,58	0,61	1,22
<p>1, 2, 3 Analyses tirées des colonnes correspondantes du tableau 3</p> <p>1a Tuf de la colonne 1 auquel a été soustrait 5% FeO et l'analyse recalculée à 100%. À comparer au basalte calcique de la colonne 2.</p> <p>1b et 2a Analyses des colonnes 1a et 2 auxquelles ont été soustraits 5% CaO, recalculées à 100%. À comparer à l'andésite basaltique de la colonne 3 représentant les laves mafiques rencontrés à 1 km au nord du gisement.</p>						

7.6.2 Origine

Marquis et al. (1981) ont proposé que le gisement Akasaba est volcanogène exhalatif pour les raisons suivantes:

- 1- La dacite supérieure n'est pas affectée par l'altération hydrothermale en chlorite et épidote.
- 2- La zone chloriteuse altérée enrichie en fer et sulfures (le tuf mafique) semble atteindre son épaisseur maximum dans le secteur du puits.
- 3- La zone altérée est enrichie en fer, ce qui se traduit par la présence de magnétite, et les roches porteuses d'or sont désilicifiées. (Nous avons indiqué plus haut que les teneurs de silice légèrement plus basses que celles du basalte n'indiquent pas de lixiviation de la silice.)

4- Des horizons de chert pyriteux, probablement d'origine exhalative, affleurent à 200 m au nord du gisement. Des forages recoupant ces horizons auraient retourné des teneurs en or.

Sharpe (1968) et Latulippe (1976) croient également que ces cherts pyriteux témoignent de l'activité géothermique qui a régné dans le secteur.

Marquis et al. (1981) croient que le gisement s'est possiblement formé durant une période calme sur le plan du volcanisme, l'activité fumerollienne causant la déposition des minéraux exhalatifs. La dacite supérieure serait postérieure au gisement.

Les faits suivants favorisent également l'hypothèse volcanogène:

- 1- L'évidence de phénomènes d'exsolution dans les sulfures à quelques dizaines de mètres sous le gisement et leur rareté dans le gisement témoigne d'un gradient thermique abrupt assez caractéristique des gisements formées à faible profondeur.
- 2- L'altération et la minéralisation sont fortement contrôlées par la perméabilité originale des roches: tuf poreux, espaces entre les coussins et autres cavités primaires, remplacement en bordure de coussins, etc. Ceci est bien marqué dans le réseau d'altération en épidote-magnétite-sulfures qui affleure à 800 m à l'ouest du puits. La minéralisation a eu lieu avant le remplissage des pores par diagenèse et métamorphisme.

Le gisement ne semble pas s'être déposé directement sur le fond de la mer, mais un peu en-dessous lorsque le tuf mafique était déjà en place.

- 1- Le gisement n'est pas à la base ou au sommet du tuf. Il est dispersé dans sa partie inférieure et il a une forme bulbeuse.
- 2- Le tuf contient des veines et veinules minéralisées.
- 3- Les exhalites locales consistent en chert et pyrite, leur minéralogie est très simple. Le gisement consiste en pyrrhotite, sans addition évidente de silice; sa minéralogie est complexe.
- 4- Les paragenèses multiples suggèrent une période de formation relativement longue, avec évolution et modification des conditions de déposition: les veines de pyrite-quartz-or, par exemple, semblent postérieures à la pyrrhotite.

Le gisement n'est pas nécessairement antérieur à la dacite supérieure même si celle-ci n'est pas altérée. Une période de minéralisation assez longue favorise plutôt la mise en place de la dacite pendant cette période. Les solutions minéralisatrices ascendantes, canalisées par le réseau de fractures dans le basalte, débouchaient dans le tuf poreux qui pouvait constituer un aquifère sous le bouchon de dacite. La chute brutale de pression ou de température causait la déposition sur place de la plupart des métaux. Les solutions appauvries déposaient la pyrrhotite plus loin. Ces solutions étaient possiblement trop refroidies pour altérer la dacite supérieure peu perméable. La canalisation a pu se modifier avec le temps et les conditions ont changé pour conduire aux variations dans la paragenèse.

7.6.3 Métamorphisme du gisement

Le contrôle de la minéralisation par la perméabilité primaire indique que le gisement est pré-métamorphique quoiqu'il pourrait dater du début du métamorphisme. Certains points demeurent cependant mal définis.

D'une part, les sulfures semblent recristallisés durant le métamorphisme: la pyrrhotite et la chalcopirite suivent la foliation et ils montrent souvent des points de jonction triple avec angles de 120° . D'autre part, des textures fines d'exsolution ont été conservées et ces sulfures ne semblent pas recristallisés. Frater (1985) a décrit un gisement métamorphisé où des sulfures recristallisés se rencontrent à peu de distance des mêmes sulfures nonrecristallisés. La déformation semble être la cause principale de la recristallisation (le recuit). Le métamorphisme dynamique est très faible près du gisement Akasaba. Bien des roches ne sont pas schisteuses telles l'épidotite et le basalte, et les sulfures inclus n'ont peut-être pas été déformés et n'ont pas recristallisés.

Une transformation et recristallisation importantes des silicates ont sûrement eu lieu durant le métamorphisme régional. La hornblende, par exemple, est sûrement métamorphique. Nous avons cependant décrit les phénomènes d'altération hydrothermale comme si tous

les minéraux actuels étaient alors présents. L'épidote, en particulier, est-elle hydrothermale ou a-t-elle remplacé un autre minéral calcique formé durant la minéralisation?

8. RECHERCHES À POURSUIVRE

Le gisement mérite une étude détaillée car il diffère des autres gisements d'or du secteur et il représente un type de gisement peu connu. Plusieurs faits ou phénomènes présentement insoupçonnés surgiraient sans doute lors d'un tel travail. Les sujets suivants mériteraient d'être approfondis:

- 1- établissement plus précis de la stratigraphie, reconstitution du milieu volcanique;
- 2- composition originale et altération chimique des unités lithologiques;
- 3- distribution des zones d'altération, relation spatiale entre la pyrrhotite et la magnétite, dispersion de la biotite en fonction des intrusifs au nord-est du gisement;
- 4- étude structurale des fractures et réseaux de veinules altérées;
- 5- minéralogie des sulfures dans le gisement et dans les veinules sous-jacentes, leur changement métamorphique et leur signification;
- 6- minéralogie et géochimie des horizons pyriteux exhalatifs;
- 7- dispersion de l'or et autres éléments significatifs dans les lithologies et altérations diverses autour du gisement.

9. PROSPECTION GÉOPHYSIQUE ET GÉOCHIMIQUE

Le tuf à lapillis est facilement tracé par les levés magnétométriques. Nous avons déjà noté que les deux plus fortes anomalies correspondent au gisement et à un autre centre d'altération à 800 m à l'ouest du puits. Le lien entre l'or et la pyrrhotite et la magnétite n'est cependant pas constant et il ne faut pas négliger les secteurs sans anomalie magnétique.

Plusieurs autres méthodes électriques ou électromagnétiques ont été utilisées sur la propriété après l'exploitation du gisement. Nous

n'avons pas examiné les résultats. La pyrrhotite et la chalcopryrite sont assez abondants et le gisement aurait sans doute répondu à la polarisation provoquée et aux techniques électromagnétiques usuelles.

Un levé géochimique a été effectué et 107 échantillons d'humus ont été analysés pour l'or et les métaux usuels. Les résultats ont été décevants (Trudel, 1981). Une anomalie ponctuelle d'or a été obtenue sur le gisement mais il s'agit peut-être d'une contamination due à l'exploitation.

10. CONCLUSIONS

Le peu d'information déjà publié sur la géologie du gisement Akasaba (Sharpe, 1968; Latulippe, 1976) est en partie erroné car basé sur de vieux rapports internes incorrects. La roche hôte du gisement, un tuf à lapillis non affleurant, était décrite comme un filon-couche de diorite altérée. Les considérations génétiques étaient naturellement faussées. La vraie nature du tuf a été reconnue par le personnel de SOQUEM suite à des travaux récents de décapage et de forage.

Le gisement diffère radicalement des autres gisements d'or du secteur de Val d'Or. L'or est disséminé à la partie inférieure d'un tuf qui contient également des disséminations de pyrrhotite, de magnétite et d'un bon nombre d'autres sulfures et tellures variés. Le gisement semble volcanogène. Un aperçu de ses principaux traits est présenté au sommaire au début de ce rapport.

11. REMERCIEMENTS

Notre étude est un élément d'une étude compréhensive de la métallogénie de l'or au Québec qui est commanditée par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et dirigée par le professeur Guy Perrault de l'École Polytechnique.

Nous remercions tout particulièrement MM. Gilles Gagnon et Alain Boudreault de la compagnie SOQUEM pour leur coopération dans cette étude. Ils nous ont prêté des documents inédits, ils nous ont permis d'examiner les forages et ils nous ont guidé lors d'une reconnaissance

de la propriété. Des discussions avec eux ainsi qu'avec M. Denis Pagé nous ont fait profiter de leur connaissance du gisement. M. Pierre Trudel nous gracieusement fourni les analyses chimiques individuelles utilisées lors d'une étude antérieure.

Les analyses à la microsonde électronique effectuées par M. Paul Samson ont permis d'identifier plusieurs phases microscopiques. Les sections pétrographiques ont été préparées par MM. Gaston Gélinas et Louis Evard. M. André Lacombe a préparé les illustrations et le manuscrit a été dactylographié par Mlle Line Parisien. Nous remercions toutes ces personnes pour leur assistance cordiale.

12. BIBLIOGRAPHIE

- AGAR, D.R. (1952): Obaska Lake Mines Ltd., Report on Operations, July 1950 to Sept. 1952. Rapport interne, 11 p. (filière du Géologue résident, MERQ, Val d'Or).
- BELL, L.V. (1933): Terrains miniers de la région Pascalis-Louvicourt; Serv. des Mines du Québec, Rapport annuel 1932, partie B, pp. 3-69.
- BELL, L.V. et BELL, A.M. (1932): Région des sources de la rivière Bell; Serv. des Mines du Québec, Rapport annuel 1931, partie B, pp. 65-140.
- BEAUDREAULT, A.P. (1981): Rapport de compilation, projet Akasaba; rapport interne, SOQUEM.
- CAMPIGLIO, C. (1977): Batholite de Bourlamaque; Min. Rich. Nat. Qué., E.S. 26, 164 p.
- DENIS, B.T. (1938): Partie centrale du canton de Louvicourt, comté d'Abitibi; Serv. des Mines du Québec, R.P. no 126.
- FRATER, K.M. (1985): Mineralisation at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Australia: I Premetamorphic textures of the opaque minerals, II Deformation textures of the opaque minerals. Jour. Can. des Scie. de la Terre, vol. 22, no 1, pp. 1-14 (I) et pp. 15-26 (II).
- HAWLEY, J.E. (1931): Gisements d'or et de cuivre des cantons de Dubuisson et Bourlamaque, comté d'Abitibi; Serv. des Mines du Québec, Rapport annuel 1930, partie C, pp. 3-106.
- IMREH, L. (1984): Sillon de la Motte-Vassan et son avant-pays méridional; synthèse volcanologique, lithostratigraphie et gîtologique; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MM 82-04.
- INGHAM, W.N. (1945): Terrains miniers et travaux de mise en valeur dans les comtés d'Abitibi et de Témiscamingue pendant l'année 1944. Min. des Mines du Québec, R.P. 190, pt II, pp. 47-52.
- INGHAM, W.N. (1956): Obaska Lake Mines Ltd. dans Description des terrains miniers visités en 1952 et 1953; Min. des Mines du Québec, R.P. 330, pp. 76-77.
- LATULIPPE, M. (1976): La région de Val d'Or-Malartic dans le Nord-Ouest Québécois; Excursion géologique Val d'Or-Malartic, Ministère des Richesses Naturelles, DP-367, pp. 3-28.
- MARQUIS, R., GIOVENAZZO, D. et PAGÉ, D. (1981): Levé géologique et structural, campagne 1981, Projet Akasaba; rapport interne, SOQUEM.

NORMAN, G.W.H. (1947a): Dubuisson, Bourlamaque, Louvicourt, Abitibi County, Quebec; Geol. Surv. Canada, Paper 47-20.

NORMAN, G.W.H. (1947b): Vauquelin, Pershing and Haig Townships; Geol. Surv. Canada, Paper 47-12.

NORMAN, G.W.H. (1948): The Malartic-Haig Section of the Southern Gold Belt of Western Quebec; dans Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Can. Inst. of Mining Metall., pp. 839-845.

PAGÉ, D. (1982): Rapport sur la campagne de travaux 1981-82, Projet Akasaba, vol. 1, campagne de sondage et calcul de réserves en places; rapport interne, SOQUEM.

ROSS, S.H. (1940): Terrains miniers et travaux de mise en valeur dans les comtés d'Abitibi et de Témiscamingue durant l'année 1939; Serv. des Mines du Québec, R.P. no 150, p. 39.

SHARPE, J.I. (1968): Canton de Louvicourt; Min. Rich. Nat. Qué., R.G. 135.

SCOTT, S.D. & GASPARRINI, E. (1973): Argentinian pentlandite, $(\text{Fe,Ni})_8\text{AgS}_8$ from Bird River, Manitoba. Can. Mineral. 12, pp. 165-168.

TRUDEL, P. (1981): Étude des anomalies lithogéochimiques et biogéochimiques associées à dix gisements d'or de l'Abitibi; rapport interne, SOQUEM.

VOURELAINEN, Y., HÄKLI, T.A. & PAPUNEN, H. (1972): Argentinian pentlandite from some finish sulphide deposits. Am. Mineral. 57, pp. 137-145.