

Les gisements de corindon : classification et genèse

Virginie GARNIER⁽¹⁾, Gaston GIULIANI^(2,1), Daniel OHNENSTETTER⁽¹⁾, Dietmar SCHWARZ⁽³⁾

1 : CRPG/CNRS, BP 20, 15 rue Notre Dame Des Pauvres, 54500 Vandœuvre-lès-Nancy, France.

2 : IRD, Département Milieux et Environnement, 213 rue Lafayette, 75480 Paris, France.

3 : Gübelin Gemmological Laboratory, 102 Maihofstrasse, CH-6000 Lucerne 9, Suisse.

Résumé : Le corindon est constitué d'aluminium et d'oxygène, éléments très abondants dans la croûte terrestre. Cependant, si le corindon est si rare, c'est parce qu'il ne cristallise que dans des environnements géologiques pauvres en silicium, qui est également très abondant sur Terre.

Le rubis, rouge à rose, est la variété chromifère du corindon alors que les autres variétés colorées sont des saphirs. La plus grande partie des rubis et saphirs disponible sur les marchés aux gemmes est issue de l'exploitation de gisements secondaires, les placers, formés par l'altération, le plus souvent en milieu tropical humide, de gisements primaires.

Selon le contexte géologique dans lequel ils se développent – magmatique ou métamorphique – les gisements primaires de corindon se subdivisent en deux groupes. Les gisements magmatiques contenus dans des basalites représentent la principale source mondiale de saphirs bleus, verts et jaunes. Les gisements métamorphiques sont contenus dans des roches-hôtes variées et de degrés de métamorphisme contrastés. Parmi ces gisements, ce sont les marbres qui constituent la plus importante source de rubis, à l'image des fameux rubis couleur "sang de pigeon" de Mogok au Myanmar (ex-Birmanie). Ils se rencontrent depuis l'Afghanistan en Asie Centrale, jusqu'au Viêt-nam en Asie du Sud-est. Les autres gisements ont pour roches-hôtes des gneiss, des anatexites, des granulites et des roches mafiques à ultramafiques. Enfin, des gisements de rubis et saphirs peuvent être spatialement reliés à la mise en place de pegmatites et/ou de granitoïdes dans des marbres ou dans des roches mafiques à ultramafiques. C'est notamment le cas des fameux gisements de Sumjam au Cachemire.

Les gisements secondaires sont sédimentaires, d'origine détritique. Plusieurs types se distinguent : les placers éluviaux, alluviaux et les cordons littoraux. Dans le premier cas, la roche-mère des corindons est proximale et connue. Les autres types de placers peuvent se former par remaniement de paléoplacers, et la roche-mère de corindons est difficile à déterminer ; ou renfermer des gemmes de différentes origines géologiques. L'étude des caractéristiques gemmologiques, des inclusions fluides et solides des gemmes, ainsi que leur signature géochimique et isotopique, permet souvent de remonter à leur origine géologique.

Abstract : Corundum is composed of aluminium and oxygen, elements which are both among the most abundant elements in the Earth's crust. Corundum crystallises only in silica-depleted geological environments. However, silica is also an abundant element in the Earth and thus gem corundum is very rare.

Ruby is the chromiferous variety of corundum, with red to pink colour. Sapphires are the other coloured varieties. Most of the rubies and sapphires for sale on the international gem markets come from the exploitation of secondary deposits (placer), formed by the weathering of primary deposits, commonly in tropical and rainy environments.

The primary deposits can be divided into two groups, depending on their geological setting – magmatic or metamorphic. Basalt-hosted deposits represent the main source in the world of blue, green and yellow sapphires. The metamorphic deposits are hosted by different kinds of rocks of variable grade of metamorphism. Among these deposits, marbles represent the most important source of ruby, such as the famous pigeon-blood-coloured rubies from Mogok in Myanmar (ex-Burma). They are encountered from Afghanistan in Central Asia to Northern Vietnam in South-east Asia. The other metamorphic deposits are hosted by gneisses, anatexites, granulites and mafic to ultramafic rocks. Finally, the formation of ruby and sapphire deposits is also linked to the intrusion of pegmatites and/or granitoids in marbles or in mafic to ultramafic rocks, like the famous Kashmiri sapphire deposits of Sumjam.

The secondary deposits are sedimentary and of detrital origin. Several types are distinguished : eluvial and alluvial placers and beach ridges. The minerals contained in eluvial placers are not or little transported and the mother-rocks of the gemstones can thus be constrained. In the other cases, the placers can form by the weathering of paleoplacer and transport of the minerals. Sometimes, gemstones coming from several types of deposits are mixed in a single basin. The study of the gemmological characteristics, the solid and fluid inclusions as well as the geochemical and isotopic signatures of the gemstones might be tools for the determining of their geological origin.

Mots-clés : typologie de gisements - rubis - saphir - gisements primaires - placers - métamorphisme - magmatisme - métasomatisme - genèse - tectonique des plaques

Key-words : deposits typology - ruby- sapphire - primary deposits - placers - metamorphism - magmatism - metasomatism - genesis - plate tectonics

INTRODUCTION

Le terme corindon vient du Sanskrit "kuruvinda" qui signifie "pierre dure", devenu en langage populaire dravidienn ("kurund" toujours appelé Kurund en Allemand) puis transcrit "corindon" en Occident. Ce terme pourrait aussi avoir pour origine le mot tamoul "kurmidam" (Anthony et al., 1997). Le corindon est un oxyde d'aluminium, sa formule chimique est $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Al = 52,91 % et O = 47,09 %). Il cristallise dans la classe $\bar{3}2/m$ du système rhomboédrique. Les cristaux automorphes peuvent présenter des faces qui correspondent à sept formes cristallines (Cesbron et al., 2002) : le pinacoïde {00.1}, les prismes hexagonaux de premier ordre {10.0} et de second ordre {11.0}, le prisme hexagonal {kk.0}, la dipyramide hexagonale {hh.1}, le scalénoèdre ditrigonal {hk.1} et le

rhomboèdre {h0.1}. Dans certains cas, le corindon cristallise en une morphologie particulière dénommée "trapiche", formée de six bras squelettiques et de six secteurs de croissances (Garnier et al., 2002). Le corindon présente une gamme de couleurs très variées : depuis l'incolorable lorsqu'il est chimiquement pur, jusqu'à des couleurs allant du rouge "sang de pigeon" (rubis de Mogok, Myanmar) au bleu profond (saphir du Cachemire), en passant par toute une gamme de jaunes, oranges, roses ou violets. Ces couleurs sont liées à la présence d'impuretés appelées "éléments chromophores" qui se substituent à l'aluminium dans le réseau cristallin. Ces éléments chromophores sont des ions métalliques appartenant à la famille des éléments de transition. La couleur rouge du rubis est notamment liée à la présence de chrome, la couleur bleue du saphir à la présence de fer et titane.

Le corindon gemme a fait l'objet de plusieurs travaux de référence en minéralogie (Cesbron *et al.*, 2002) et en gemmologie (Bariand et Poirot, 1985 ; Weise, 1998). L'ouvrage de Hughes (1997) présente une synthèse complète sur la minéralogie du corindon, sur l'économie du corindon gemme et ses traitements, et répertorie l'ensemble des gisements connus dans le monde pour lesquels une classification génétique est proposée. Par ailleurs, Thémelis (1992) consacre un ouvrage aux traitements du corindon gemme.

La plupart des gemmes disponibles sur le marché international sont issues des gisements de type marbre pour les rubis et de type basalte pour les saphirs bleus, verts et jaunes. Certains de ces gisements ont fait l'objet d'études détaillées, comme les gisements de Mogok au Myanmar et de Jegdalek en Afghanistan : ces deux gisements historiques, peu accessibles pour des raisons politiques ou de conflit, ont été décrits respectivement par Iyer (1953), qui fut le premier géologue à cartographier et à étudier les gisements de Mogok, et Bowersox et Chamberlin (1995) qui détaillèrent les gisements afghans déjà cités par le voyageur al-Biruni au XI^{ème} siècle. Les gisements de saphirs bleus, verts et jaunes, associés aux basaltes australiens ont fait l'objet de nombreuses études par l'équipe de l'Australian Museum de Sydney (Sutherland, 1996 et Sutherland *et al.*, 2003). De même, l'intérêt économique suscité par les saphirs bleus et le saphir "*padparadscha*" du Sri Lanka, a poussé les équipes universitaires Cinghalaises à une recherche intensive sur la genèse et la prospection de ces gisements (Rupasinghe et Dissanayake, 1985). Dans d'autres cas, l'inventaire systématique des minéraux de provinces gemmifères a permis de recueillir d'importantes données sur les corindons, notamment à Madagascar (Lacroix, 1922).

Le corindon cristallise de manière privilégiée dans des environnements appauvris en silice et enrichis en alumine. En présence de silice, l'aluminium est préférentiellement incorporé dans des minéraux plus courants comme les silicates d'alumine, les feldspaths et les micas. Les paragenèses à corindon sont essentiellement constituées de minéraux alumineux : plagioclase, saphirine, phlogopite, silicates d'alumine, etc. Le corindon est théoriquement incompatible avec le quartz. Cependant, un assemblage métastable à quartz et corindon en contact mutuel a été signalé dans un porphyre quartzifère de Tasmanie ayant subi une argilisation hydrothermale prononcée (Botrill, 1998).

La rareté des corindons gemmes résulte de la nécessité d'un environnement non seulement appauvri en silice et enrichi en alumine, mais aussi la présence de chromophores (Cr pour le rubis, Fe et Ti pour le saphir) et de conditions de température et de pression adéquates pour leur cristallisation (Muhlmeister *et al.*, 1998). Les corindons se rencontrent dans des roches variées : marbres, gneiss, roches mafiques et ultramafiques, syénites... Les marbres forment un environnement dépourvu de silice et d'alumine, contrairement aux gneiss. Dès lors, le transport de l'alumine par une phase fluide semble nécessaire à la cristallisation du corindon alors que l'aluminium est réputé inerte. De même, la source des chromophores peut être énigmatique dans de nombreux gisements, notamment pour ceux qui se développent dans des marbres. Dans les roches métamorphiques, le corindon cristallise dans des conditions de pression et de température très variées : il peut se former aussi bien dans les sols bauxitiques lors d'incendies de forêt (à très haute température) que dans des conditions qui permettent la présence de diamants en inclusions dans les cristaux de corindons (Dao *et al.*, 1996) !

Il existe peu de données relatives aux gisements primaires de corindons gemmes. En effet, les plus célèbres ne sont pas toujours accessibles, pour des raisons de conflits ou d'instabilité politique (par exemple, les gisements du Cachemire et d'Afghanistan, lire LRM n° 46,

p. 28-29). En outre, la plupart des études sont menées à des fins économiques et restent confidentielles (Malik, 1994). Notons qu'une grande partie des travaux relatifs aux corindons gemmes sont des travaux de gemmologie où le contexte géologique et les mécanismes de formation des gisements ne sont pas réellement abordés. Ainsi, dans la littérature, on ne trouve que très peu de données sur le contexte tectonique dans lequel les gisements se sont formés, sur l'origine des chromophores ou encore sur les conditions thermodynamiques de leur genèse (Okrush *et al.*, 1976 ; Mercier *et al.*, 1999). Relativement peu d'études isotopiques sur les corindons ont été réalisées (Gauthier *et al.*, 1995 ; Pomian-Szednicki, 1997 ; Upton *et al.*, 1999 ; Yui *et al.*, 2003). Les gisements dans les basaltes constituent, avec les placers, la plus importante source de corindon gemme, et ont, de ce fait, été étudiés de manière plus exhaustive. De nombreux auteurs se sont intéressés à leurs mécanismes de formation (Coenraads *et al.*, 1990, 1995 ; Levinson et Cook, 1994 ; O'Reilly et Zhang, 1995 ; Guo *et al.*, 1996a, 1996b ; Sutherland et Coenraads, 1996 ; Sutherland *et al.*, 1998a, 1998b ; Limkatrun *et al.*, 2001 ; Sutherland et Schwarz, 2001 ; Sutthirath *et al.*, 2001) et les ont datés (Coenraads *et al.*, 1990 ; Guo *et al.*, 1992 ; Coenraads *et al.*, 1995) par les méthodes U-Pb et traces de fission sur zircons ainsi que la méthode K-Ar sur les basaltes. Pour les gisements métamorphiques, encore peu de données géochronologiques (Paquette *et al.*, 1994 ; Garnier, 2003) sont disponibles.

CLASSIFICATION DES GISEMENTS PRIMAIRES

Plusieurs classifications typologiques des gisements de corindon ont déjà été proposées :

1. Classification basée sur l'habitus des corindons

Ozerov (1945) a émis l'hypothèse que l'habitus du corindon dépend à la fois du milieu chimique et des conditions thermodynamiques dans lesquels celui-ci a cristallisé. Les cristaux tabulaires sont présents dans des roches métamorphiques contenant des silicates d'alumine (sillimanite, andalousite ou disthène). Les roches ignées alcalines et les marbres contiendraient des cristaux rhomboédriques, pyramidaux ou prismatiques.

2. Classification basée sur le contexte géologique des gisements

Hughes (1990, 1997) classe les gisements d'après le contexte géologique dans lequel ils se sont formés :

- dans des roches ignées intrusives (Yogo Gulch, Montana, Etats-Unis) ou extrusives (basaltes alcalins),
- dans des roches issues du métamorphisme régional ou de contact (par exemple, les gisements dans les marbres comme au Myanmar, ou au Nord du Viêt-nam),
- dans un contexte géologique mixte (migmatites, granulites et charnockites),
- et les gisements alluviaux et éluviaux formés par le remaniement de gisements primaires.

3. Classification basée sur la lithologie des roches-hôtes

La classification de Schwarz (1998) est basée sur la lithologie des roches encaissant les corindons : basaltes alcalins (Asie du Sud-est, Australie, Thaïlande, Chine), marbres (Mogok, Myanmar ; la Vallée d'Hunza, Pakistan), skarns (Andranondambo, Madagascar), pegmatites (vallée de l'Umba, Tanzanie), amphibolites (Longido au Nord de la Tanzanie, Groënland, Finlande), gneiss (Russie ; Mysore, Inde ; la ceinture métamorphique de Hida, Japon) et autres roches métamorphiques plus rares (anateixites à disthène-corindon-phlogopite de Ngorongoro, Tanzanie).

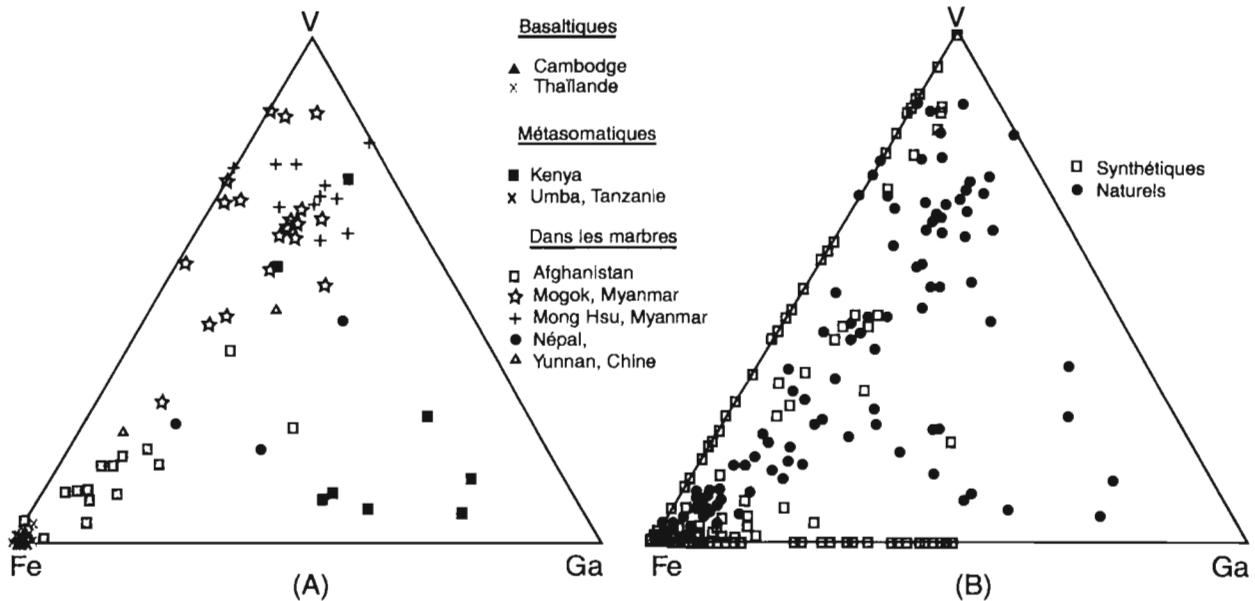


Fig. 1 : Composition chimique des rubis synthétiques et naturels. Diagrammes ternaires Gallium (Ga) – Vanadium – Fer (Fe) montrant la répartition : (A) des rubis naturels issus de différents types de gisements et (B) des rubis synthétiques et naturels (d'après Muhlmeister et al., 1998). Les valeurs reportées correspondent aux proportions de Ga_2O_3 , V_2O_5 et FeO en % poids

4. Classification des rubis selon leur composition chimique

En se basant sur les différences de composition chimique des rubis analysée par fluorescence X, Muhlmeister et al. (1998) classent les gisements de rubis en trois catégories : les gisements basaltiques, les gisements dans des marbres et les gisements métasomatiques (incluant les gisements d'Umba, Tanzanie et du Kenya). Les teneurs en éléments traces (Fe, V, Ga et Ti) varient d'un type de gisement à l'autre (figure 1). Les rubis provenant de gisements basaltiques (Thaïlande et Cambodge) sont riches en fer et pauvres en vanadium et en gallium. Les rubis provenant de marbres (Afghanistan, Myanmar, Népal et Chine) sont riches en vanadium et pauvres en gallium et en fer (excepté ceux d'Afghanistan). Étant donnée la grande variabilité de leurs roches-hôtes, les rubis métasomatiques présentent des teneurs en éléments-traces disparates. Ils permettent également de distinguer les rubis synthétiques des naturels : la présence de Mo, La, W, Pt, Pb ou Bi dans un rubis prouve qu'il est d'origine synthétique. En outre, bien que la présence d'un seul élément-trace dans un rubis ne suffise pas à indiquer une origine naturelle, la chimie et la quantité des éléments-traces permettent de distinguer presque toutes les origines ; cependant une expertise doit combiner ces observations chimiques avec les observations gemmologiques standards (Muhlmeister et al., 1998). Pour réaliser une classification des gisements de rubis d'après les caractéristiques chimiques des gemmes, il serait nécessaire d'étudier plusieurs échantillons de chaque gisement.

5. Classification basée sur les processus génétiques de formation des gisements

Simonet (1997, 2000) subdivise les gisements de corindons gemmes en quatre catégories : les gisements "magmatiques", les gisements "métamorphiques", les gisements "volcaniques" et les gisements secondaires. Il considère deux types de métamorphisme : le métamorphisme général isochimique (gneiss granulitiques et charnockites à corindon du Sri Lanka, marbres à corindon de l'Oural, d'Afghanistan et du Pakistan ou encore les amphibolites à rubis de Longido en Tanzanie) et le métamorphisme métasomatique (Andranondambo, Madagascar ; vallée de l'Umba, Tanzanie ; les gisements du Cachemire...). Il s'agit d'une classification pertinente

basée sur une synthèse bibliographique exhaustive de tous les gisements, et notamment ceux associés aux basaltes. Cependant, les mécanismes mis en jeu dans la genèse des rubis restant encore mal définis pour de nombreux gisements, il est parfois difficile de distinguer l'importance et le rôle joué par les deux types de métamorphisme, d'autant plus qu'il semble que certains gisements, comme ceux de Mogok au Myanmar, se soient formés au cours d'épisodes métamorphiques successifs (Kammerling et al., 1994).

UNE NOUVELLE CLASSIFICATION BASEE SUR LA LITHOLOGIE DES ROCHES-HOTES DES CORINDONS

Les mécanismes physico-chimiques intervenant dans la genèse des corindons restant encore mal connus, une revue générale des caractéristiques géologiques et géochimiques des gisements est proposée, à partir d'une classification fondée sur la nature du type de gisement et sur la lithologie des roches-hôtes des corindons. Cette classification a été réalisée à partir d'une synthèse bibliographique exhaustive et de nos travaux de recherche sur les gisements de rubis et de saphirs de l'Asie Centrale et de l'Asie du Sud-Est.

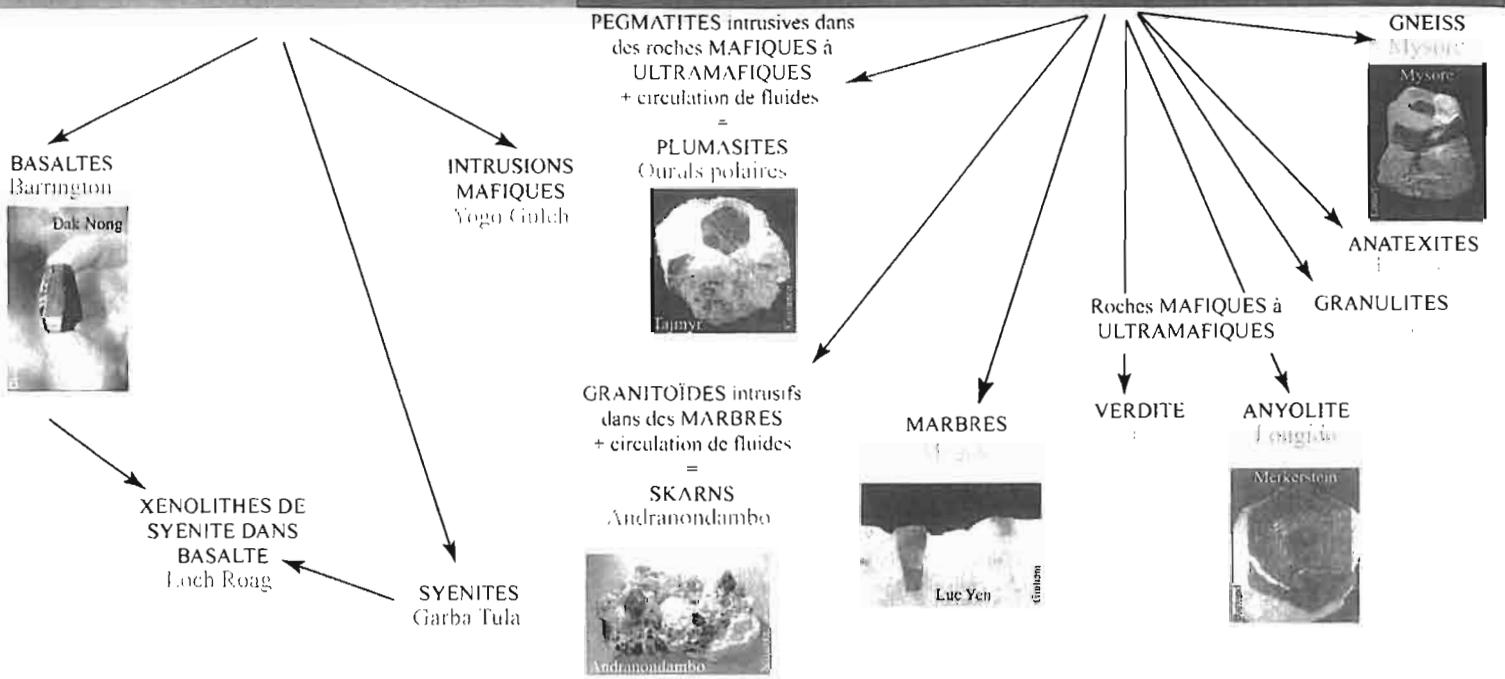
Ainsi, les gisements peuvent être classés en deux grands types : primaires et secondaires.

Les gisements primaires se subdivisent ensuite en deux sous-groupes, selon qu'ils se développent en contexte magmatique ou métamorphique. Ici seront considérés comme gisements primaires, tout gisement où les corindons sont trouvés soit dans la roche dans laquelle ils ont cristallisé, soit dans la roche qui les a transportés depuis leur lieu de cristallisation dans la croûte terrestre jusqu'à la surface de la Terre.

Les gisements secondaires sont sédimentaires, d'origine détritique. Ils correspondent à l'accumulation, dans des bassins d'extension très variable, de matériaux issus des gisements primaires, remaniés par l'érosion. Ces matériaux sont transportés sur des distances plus ou moins importantes, essentiellement par les cours d'eau.

GISEMENTS MAGMATIQUES

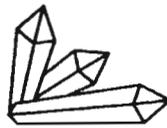
GISEMENTS METAMORPHIQUES



MINERAUX DE QUALITE POUR COLLECTIONNEURS DE TOUS NIVEAUX

MINERO 16

207, rue Saint-Roch - 16000 Angoulême
Tél & Fax : (33) 05 45 95 01 38
Fermé du 30/6 au 30/09



Lou Cristal

Rue de l'Aumône - 43160 La Chaise Dieu
Tél & Fax : (33) 04 71 00 07 93
Ouvert du 15/06 au 15/09

Importations sélectionnées en direct des gisements du monde entier

Choix important sur un grand nombre d'espèces minérales

Renfilage - Création de colliers - Réparation Or et Argent - Placage Or et Argent sans nickel

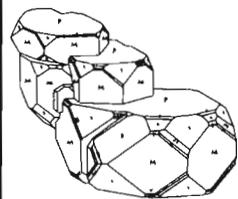
LES EDITIONS DE LUNE DES HORS-SÉRIES

**HS V-1999 "Mont-Blanc", HS VI-2000 "La Lauzière",
HS VII-2001 "La Villelder", HS VIII-2002 "Trimouns", N° 38 "Diamants"**

- Reliure rigide, imitation cuir - Dorure à chaud à l'or fin -
- **Seulement quelques exemplaires numérotés disponibles !** -
- (voir bon de commande à la fin de ce numéro)

- POSSIBILITE SUR COMMANDE -

d'une "EDITION DE PRESTIGE" personnalisée reliée cuir (chèvre) pleine fleur
devis et commande "Les Editions du Piat" Tél & fax : 04 71 66 54 67



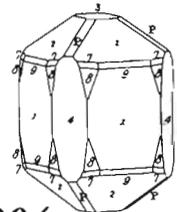
Michel Jouty

Vend sa collection de Minéraux

Spécimens du monde entier d'excellente qualité

du 13 au 19 juin 2004 & du 27 juin au 7 juillet 2004

Vente réservée aux professionnels et uniquement sur rendez-vous



Vente par flat avec 50% de remise et plus dans le cas d'achats conséquents

231, route des Nants - 74400 Chamonix-Mont-Blanc - France - Tél & Fax : (00) 33 (0)4 50 53 40 17

LES GISEMENTS EN CONTEXTE MAGMATIQUE S. S.

De nombreux gisements de corindon gemme se trouvent dans des roches magmatiques intrusives ou volcaniques.

1. Les gisements dans des roches intrusives mafiques

Le gisement de saphirs de Yogo Gulch, Montana (Etats-Unis ; figure 2), tout comme celui de Loch Roag en Ecosse (Jackson, 1984), est un exemple typique de gisement igné in-situ. A Yogo Gulch, le gisement est formé par un système de filons de lamprophyre ultramafique et de brèches hydrothermales dans lesquels sont disséminés les saphirs (Hughes, 1997). Ces derniers recoupent des calcaires et des shales ayant subi un faible métamorphisme de contact lors de la mise en place de ces filons. Les teneurs en saphir du filon principal sont très variables et peuvent atteindre 70 carats par tonne (ct/t). Celles des brèches hydrothermales minéralisées atteignent 5 ct/t. Par ailleurs, quelques petits gisements secondaires (placers) sont reliés à l'altération météorique des filons minéralisés (Mychaluk, 1995).

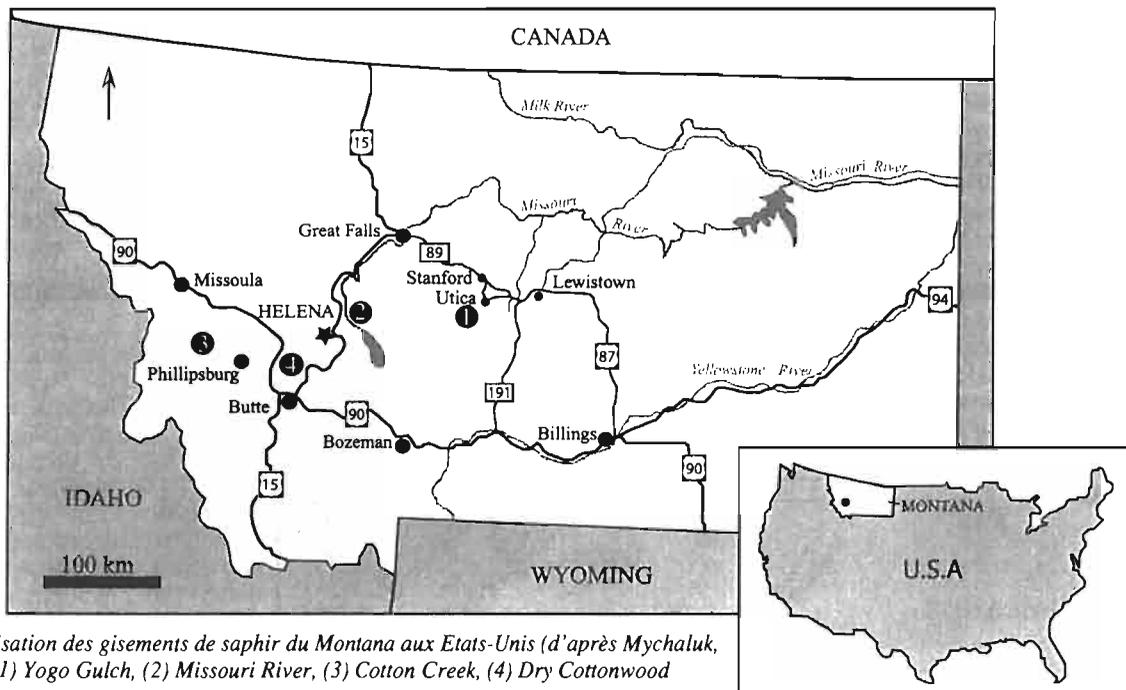


Fig. 2 : Localisation des gisements de saphir du Montana aux Etats-Unis (d'après Mychaluk, 1995) : (1) Yogo Gulch, (2) Missouri River, (3) Cotton Creek, (4) Dry Cottonwood

Ces saphirs sont célèbres pour leur couleur bleu de bleuet ("cornflower blue") homogène, la rareté de leurs inclusions, l'absence générale de zonation ainsi que leur brillance à la lumière artificielle comme à la lumière naturelle (Mychaluk, 1995). Environ 97% des saphirs sont bleus, les autres ont des couleurs variant du violet au pourpre. Gübelin et Koivula (1986) ont remarqué la présence de petites inclusions de pyrite, de mica noir, de calcite et d'analcime. Les cristaux ont l'aspect de courts

prismes rhomboédriques terminés par un pinacoïde basal (figure 3 ; Clabaugh, 1952 ; Hughes, 1990 ; DeRe, 1994). Cependant, la plupart des cristaux n'ont conservé que peu de caractéristiques de leur habitus originel : ils sont arrondis, corrodés, érodés ou brisés. Ces modifications de la forme des cristaux ont été expliquées par la résorption des corindons dans le magma (Clabaugh, 1952 ; Dahy, 1988 ; Gauthier et al., 1995) et par l'abrasion mécanique des cristaux lors de la mise en place des dykes (Mychaluk, 1995).

La roche-hôte des saphirs est constituée de mégacristsaux de phlogopite et de diopside dispersés dans une matrice de phlogopite, clinopyroxène, calcite, analcime, magnétite et apatite. Les minéraux accessoires incluent spinelle et saphirs (Gauthier et al., 1995). Brownlow et Komorowski (1988) décrivent la présence de mégacristsaux d'olivine, de titano-augite, d'hypersthène, de xénolithes de cumulats formés à partir d'un magma parent ; localement, la texture est miarolitique ou ocellaire. Cette roche est un lamprophyre alcalin qui ne correspond pas exactement à une des variétés connues de lamprophyres (Meyer et Mitchell, 1988) ; elle présente à la fois des caractéristiques de monchiquites (Brownlow et Komorowski, 1988) et d'ouachitites (Clabaugh, 1952).

Plusieurs hypothèses sont proposées quant au mode de formation de ce gisement. Clabaugh (1952) suggère l'assimilation, en profondeur, de roches sédimentaires ou métamorphiques fortement alumineuses, permettant la cristallisation tardive du saphir. De nombreux indices supportent l'hypothèse que les corindons de ce gisement soient des xénocristsaux préalablement formés en base de croûte au cours d'un événement métamorphique ou lors de la cristallisation d'un magma plus ancien, puis ramenés à la surface lors de la montée du magma lamprophyrique (Meyer et Mitchell, 1988 ; Mychaluk, 1995). Brownlow et Komorowski (1988) proposent la séquence suivante : (1) formation d'un magma fortement alumineux par fusion partielle de roches mantelliques localement enrichies en aluminium ; (2) différenciation magmatique avec cristallisation des saphirs et des cumulats d'olivine et de diopside ; (3) injection dans la croûte d'une partie de ce magma plus ou moins solidifié, suivie par la corrosion des saphirs alors en déséquilibre avec le liquide résiduel ; (4) fractionnement du liquide résiduel en une phase liquide silicatée et une phase gazeuse ; (5) injection explosive du dyke avec une bréchification et une altération hydrothermale intense. Ce mécanisme permet d'expliquer plusieurs caractéristiques des roches remplissant les filons,

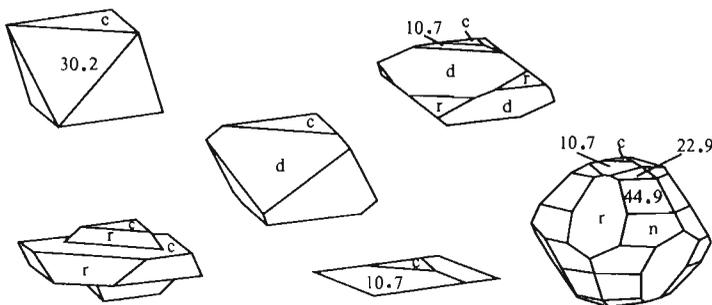


Fig. 3 : Habitus des saphirs de Yogo Gulch, Montana (d'après Hughes, 1997) : r = rhomboédrique [10.1], c = pinacoïde {00.1}, d = rhomboédrique [10.2] et n = bipyramide hexagonale de second ordre [22.3]

comme la présence de cumulats et de xénolithes, la texture ocellaire d'une grande partie de ces roches et l'aspect corrodé des saphirs. Les simulations numériques de la cristallisation du magma de Yogo Gulch ont également conforté que le corindon n'a pas pu directement cristalliser à partir de ce magma (Mychaluk, 1995).

2. Les gisements dans des basaltes

Des corindons gemmes sont fréquemment trouvés dans des basaltes et dans des dépôts alluviaux et éluviaux provenant de l'altération de ces basaltes. C'est le cas des gisements de la ceinture à corindons de l'Est de l'Australie, qui s'étend depuis le Queensland au Nord jusqu'à la Tasmanie au Sud (Oakes et al., 1996 ; Sutherland, 1996 ; Sutherland et Coenraads, 1996) ; en Asie (figure 4), des gisements de Mingxi, Province de Fujian (Keller et Keller, 1986), de Changle, Province de Shandong (Guo et al., 1992) et de Penglai, île de Hainan en Chine (Furui, 1988), des provinces de Binh Thuan, Lam Dong, Dong Nai et Dak Lak dans le Sud du Viêt-nam (Smith et al., 1995 ; Poirot, 1997 ; Garnier, 2003), de Pailin, Cambodge (Lacombe, 1970 ; Jobbins et Berrangé, 1981), des provinces de Chanthaburi-Trat, Kanchanaburi (Vichit et al., 1978 ; Sutthirat et al., 2001) et de Denchai dans la province de Phrae en Thaïlande (Limkatrun et al., 2001) ; en Afrique, les gisements de saphirs de Cyanguu dans le Sud-Ouest du Rwanda (Krzemnicki et al., 1996), de la région de Kivu dans la République Démocratique du Congo (Frazier et Frazier, 1990), de la région de Turkana dans le Nord du Kenya (Barot et al., 1989 ; Keller, 1992), de la Province de Kaduna au Nigéria (Irving et Price, 1981 ; Kiefert et Schmetzer, 1987), de la région de Mamfe au Cameroun (Lettermann et Schubnel, 1970), dans le massif volcanique de l'Atakor au Sahara algérien (Conquéré et Girod, 1968), du massif de l'Air au Niger (Carbonel et Robin, 1972) et de la région d'Ambondromifehy, province d'Antsirana, Madagascar (Schwarz et al., 2000) ; en Europe, du gisement d'Espaly près du Puy-en-Velay, en France (Carbonel et al., 1973 ; Forestier, 1993), dans le massif de l'Eifel en Allemagne (Hochleitner, 1998), des gisements alluviaux de Jizerská Louka et Trebivlice-Ceské en République Tchèque et du gisement de Wilcza Poreba en

Pologne (Maliková, 1999), de Loch Roag en Ecosse (Upton et al., 1983) ; de la région de Mercaderes - Rio Mayo en Colombie (Keller et al., 1985).

2.1 Caractéristiques remarquables

Ces gisements présentent des caractéristiques communes :

- Ils se trouvent généralement dans des basaltes alcalins (sauf pour les gisements du Sud de la Chine et du Niger ; Coenraads et al., 1990) intraplaques.

- Les basaltes renferment souvent des xénolithes ultramafiques, ce sont essentiellement des lherzolites mantelliques (Coenraads et al., 1990). Le corindon est fréquemment associé avec la pyrrhotite, le clinopyroxène, le zircon, le spinelle riche en fer et parfois la saphirine (Muhlmeister et al., 1998). Les xénocristaux de corindon renferment de nombreuses inclusions solides de nature variée (Guo et al., 1996a). Ce sont majoritairement des oxydes, notamment de la columbite et de l'uranpyrochlore. Ils renferment également des silicates comme le zircon et les feldspaths, et plus rarement quelques sulfures. Ces inclusions minérales sont souvent riches en Zr, Nb, Hf, Ta et en éléments lithophiles (U, Th).

- Les corindons et les mégacristaux qui leur sont associés présentent des figures de corrosion (Coenraads et al., 1990 ; Sutherland et Coenraads, 1996). Les cristaux ont le plus souvent une forme de barillet ; les corindons présents dans les dépôts alluviaux sont brisés mais certains conservent leurs formes cristallines originelles (Guo et al., 1996a).

- Au sein d'une même province gemmifère, on observe des variations de couleur de gemmes sur des distances inférieures à 10 km, ce qui suggère l'existence de sources multiples (Coenraads et al., 1990 ; Sutherland et al., 1998b). Sutherland et al. (1998b) et Sutherland et Schwarz (2001) ont mis en évidence, en se fondant sur l'étude des teneurs en éléments-traces des gemmes, l'existence de deux suites de corindons dans les provinces du New South Wales et de Victoria en Australie (figure 5), de Kanchanaburi /Bo Rai et Nam Yuen en Thaïlande et de Pailin au Cambodge. Les corindons dits "métamorphiques" sont riches en chrome et pauvres en gallium, ont un rapport

Cr_2O_3/Ga_2O_3 supérieur à 3 et sont de couleurs variées, allant de couleurs pastels (bleu pâle, rose, orange) au rouge rubis ; ils renferment des inclusions solides de spinelle chromifère, pléonaste, diopside et saphirine. Les corindons dits "magmatiques" mais d'origine non basaltique car transportés sous la forme de xénocristaux, sont plus riches en Ga, ont un rapport Cr_2O_3/Ga_2O_3 inférieur à 1 et sont généralement verts, jaunes ou bleus ; ils renferment de l'hercynite et hercynite-magnétite en inclusion, de même que des aiguilles d'oxydes de Fe et Ti et du zircon. Ces auteurs proposent des mécanismes de formation différents pour ces deux types de corindons.

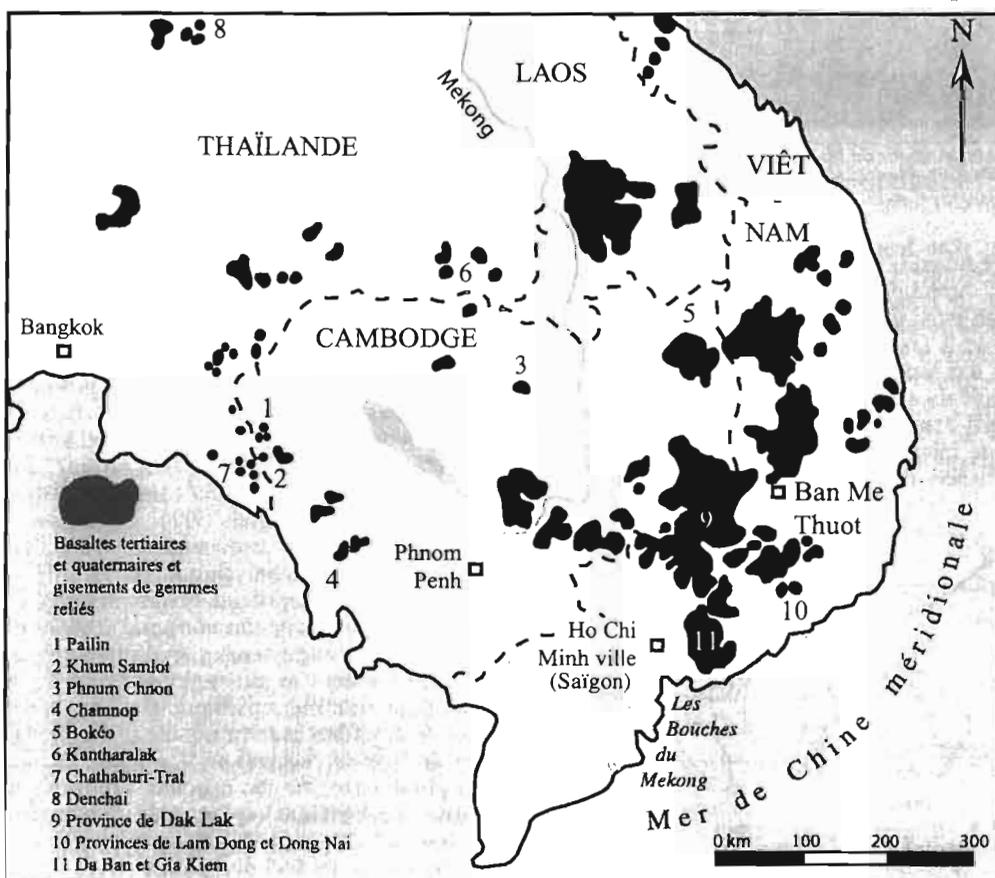


Fig. 4 : Basaltes d'âges tertiaires et quaternaires du sud-est asiatique et les gisements de saphirs associés (modifié d'après Jobbins et Berrangé, 1981)

Les corindons des basaltes



Le placer à saphir de Dak Nong en 2001, découvert en 1991 et abandonné en 2000. Province de Dak Lak, Sud du Viêt-nam. Photo : G. Giuliani.



Saphirs de couleur des gisements basaltiques de Gloucester Tops, volcan de Barrington en Australie. Photo : L. Sutherland.



Corindon avec des figures de corrosion formées au cours de son transport par le magma basaltique. Placer de Binh Thuan, province de Lam Dong, Sud du Viêt-nam. Photo : G. Giuliani.



Cristal pierreux de corindon en forme de barillet. Placer de Binh Thuan, Sud du Viêt-nam. Photo : G. Giuliani.



Cristal de saphir en forme de barillet provenant du placer de Binh Thuan, Sud du Viêt-nam. Photo : G. Giuliani.



*Saphirs des éluvions/colluvions du Coupet, d'origine basaltique (B. Devouard, com. pers.)
Cristal de gauche : 1,2 x 0,8 x 0,8 cm, pierre facettée de gauche : 5 x 4 mm
Saint-Eble, Haute-Loire (France) - Ancienne collection Jean Béhier (cf. LRM N° 39) - Photo : L.-D. Bayle*

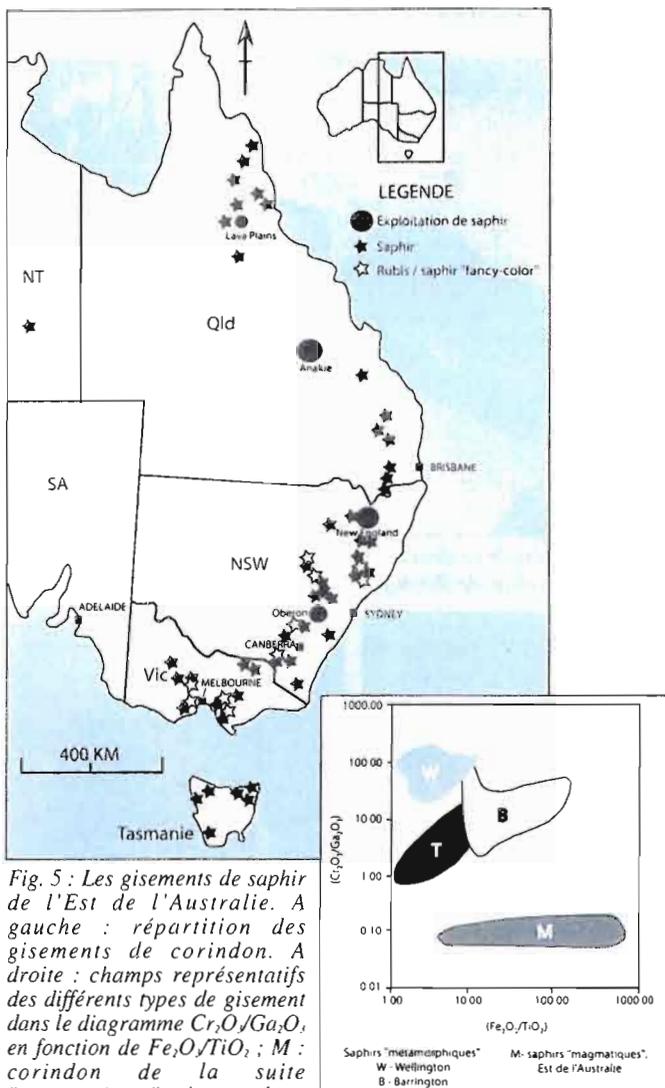


Fig. 5 : Les gisements de saphir de l'Est de l'Australie. A gauche : répartition des gisements de corindon. A droite : champs représentatifs des différents types de gisement dans le diagramme Cr_2O_3/Ga_2O_3 en fonction de Fe_2O_3/TiO_2 ; M : corindon de la suite "magmatique" de couleur bleue, verte et jaune; B, W et T représentent les corindons de la suite "métamorphique" (d'après Sutherland et Schwarz, 2001)

2.2 Contexte géologique

Les contextes géologiques dans lesquels ces gisements se développent diffèrent selon les aires géographiques.

Les gisements du Nigéria et du Cameroun sont associés au rift de la province volcanique de Guinée, qui se prolonge au Nord par les plateaux basaltiques de l'Aïr et du Hoggar - gisements d'Algérie et du Niger (Wright et al., 1985). Les gisements rwandais, congolais et kenyans sont associés au grand Rift Est Africain (Simonet, 2000).

Les gisements du Massif Central en France sont situés immédiatement dans le prolongement sud du graben de la Limagne (Merle et al., 1998).

Dans le cas de l'Australie, il est généralement accepté que les volcans centraux sont de plus en plus jeunes vers le Sud. Cette variation enregistrée au cours des derniers 35 Ma suggère la migration vers le Nord de la plaque Indo-Australienne au-dessus d'un panache mantellique. Les grandes provinces basaltiques (70-14 Ma) ont été initiées par la remontée d'une région mantellique anormalement chaude le long de l'Australie. Cette région à haut gradient géothermique peut être génétiquement liée à l'extension induite par l'ouverture de la mer de Tasmanie et/ou la fracturation du Gondwana à la fin du Mésozoïque (O'Reilly et Zhang, 1995).

En ce qui concerne le contexte géologique de mise en place des basaltes en Asie du Sud-est, les auteurs ne sont pas tous d'accord. Levinson et Cook (1994) pensent que les basaltes alcalins de Thaïlande, du Cambodge et du Viêt-nam se mettent en place en liaison avec la subduction de la plaque de l'Océan Indien sous la plaque eurasiennne.

Barr et McDonald (1979) proposent un amincissement crustal avec une remontée du manteau pour expliquer les éruptions volcaniques basaltiques de Thaïlande. Barr et McDonald (1981), Whitford-Stark (1987) et Hoang et Flower (1998) considèrent que le volcanisme intraplaque Néogène à Quaternaire, omniprésent en Asie du Sud-Est et formant des plateaux basaltiques, est associé à des bassins en "pull-apart" et des rifts. Cette activité magmatique est postérieure à la collision Inde-Asie et peut être reliée aux processus d'extrusion tectonique de la péninsule indochinoise (Tapponnier et al., 1982 ; 1986).

2.3 Mécanismes de formation

Plusieurs équipes australiennes et canadiennes (Coenraads et al., 1990 ; Levinson et Cook, 1994 ; Sutherland et Coenraads, 1996 ; Guo et al., 1996a) ont essayé de déterminer l'origine des corindons. Tous s'accordent sur le fait que ces corindons sont des xénocristaux : des études expérimentales mettent en évidence que ces minéraux, ainsi que leurs inclusions solides de zircon et de columbite, ne peuvent pas cristalliser à partir d'un magma basaltique alcalin (Levinson et Cook, 1994 ; Guo et al., 1996a). Les figures de corrosions observées sur les cristaux indiquent une résorption des corindons par le magma basaltique alcalin, ce qui prouve qu'ils n'étaient pas en équilibre avec le magma qui les a transportés. Selon Sutherland et al. (1998a), ces figures de corrosion ne sont pas suffisantes pour affirmer que les corindons sont des xénocristaux car ces figures sont parfois observées sur des phénocristaux d'olivine, pyroxène et plagioclase où elles résultent de changements de pression et de température.

Les xénocristaux peuvent avoir plusieurs origines :

A - Métamorphique, d'origine crustale :

Levinson et Cook (1994) proposent un modèle simple de genèse de ces gisements en deux étapes (figure 6) :

Étape 1 : genèse des corindons. Ils se forment au cours du métamorphisme de roches alumineuses (shales, équation 1) ou à partir d'oxydes d'aluminium concentrés (bauxite, équation 2), dans la croûte terrestre à des profondeurs comprises entre 20 et 50 km.

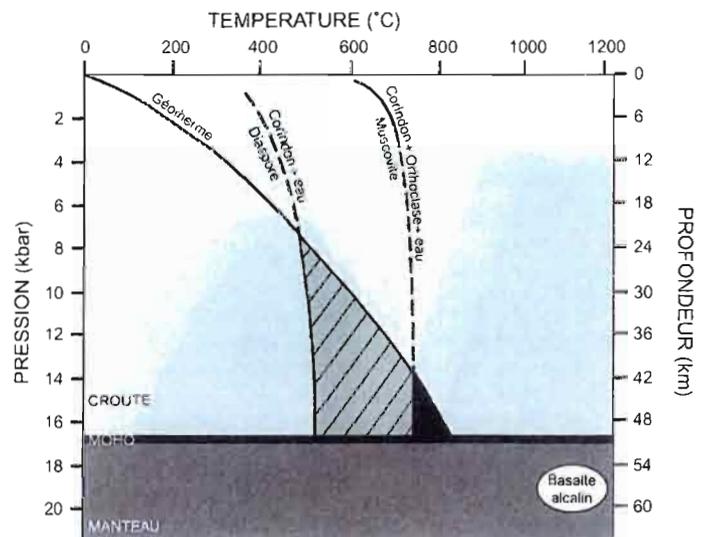
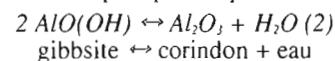
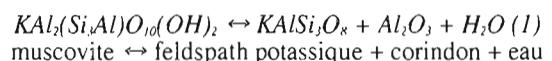


Fig. 6 : Modèle de genèse des corindons contenus dans les basaltes alcalins d'après Levinson et Cook (1994) - Conditions Pression-Température (P-T) de genèse des corindons à partir de diaspore (champ hachuré) ou de muscovite (champ noir) et de genèse des basaltes alcalins

Étape 2 : transport des corindons à la surface. Lors de sa remontée rapide vers la surface, le magma généré dans le manteau incorpore des xénolithes à corindon. Ces

xénolithes se dissolvent et libèrent les minéraux réfractaires (principalement les corindons et les zircons) qui sont amenés à la surface par le magma basaltique alcalin.

Ce modèle pose le problème de l'existence d'un protolithe alumineux de type bauxitique ou latéritique, commun à la surface de la terre, dans le plancher océanique subducté. Ensuite, une zone de subduction a effectivement été active avant l'extension crustale en Australie, mais ce n'est pas le cas en Afrique de l'Est ni en Asie du Sud-Est (Saminpanya, 2000), où ce modèle est inadapté.

B - Ignée : dans ce cas, plusieurs mécanismes sont proposés.

- Selon Irving (1986), les corindons sont issus de la cristallisation, à haute pression, de magmas felsiques sous-saturés, ce qui rejoint l'hypothèse d'Aspen *et al.* (1990) qui pensent que les corindons proviennent de la cristallisation de magmas syénitiques issus de la croûte ou du manteau supérieur.

- Coenraads *et al.* (1990) proposent que les corindons se sont formés à partir de magmas riches en éléments volatiles et en éléments incompatibles issus de la fusion partielle mantellique à faible taux de fusion, ce qui pourrait expliquer qu'ils ne sont pas en équilibre avec des magmas issus de fusions partielles plus importantes, comme en témoignent les figures de corrosion affectant la surface des gemmes. Coenraads *et al.* (1995) proposent que les saphirs des gisements d'Australie et de Thaïlande ont cristallisé à partir de magmas phonolitiques à des pressions correspondant à celles de la limite manteau-croûte et que les événements thermiques qui ont généré ces magmas sont intrinsèquement liés aux processus qui ont gouverné la genèse et l'éruption des magmas basaltiques alcalins contenant les corindons.

- A partir de l'étude des inclusions solides des corindons issus de gisements australiens, chinois, thaïlandais, américains et kenyans, Guo *et al.* (1996a) suggèrent que les corindons se forment par mélange et/ou interaction entre des carbonatites et un système de composition alcaline ou hyperalcaline, à l'état magmatique ou solide (un granite alcalin ou une pegmatite syénitique). Au cours d'un événement extensif lié à la remontée de l'asthénosphère, des carbonatites cristallisent dans la croûte entre 10 et 20 km de profondeur ; elles sont localement recoupées par des intrusions de syénites et des granitoïdes. Les processus d'hybridation entre ces deux systèmes peuvent provoquer la cristallisation rapide de corindons, pouvant aboutir à la formation de lentilles de roches renfermant des corindons et à minéralogie complexe reflétée par la diversité des inclusions solides piégées par ces corindons. Plus tard, un épisode de volcanisme basaltique est généré par fusion du manteau. Le magma basaltique remonte rapidement vers la surface en entraînant des fragments de roches encaissantes, dont les lentilles à corindons (figure 7). Ce modèle est complexe et nécessite la coïncidence de plusieurs événements magmatiques successifs, il semble donc inadapté pour expliquer la présence de gisements basaltiques dans des zones géographiques étendues et dispersées sur le globe. Enfin, Sutherland *et al.* (1998a) rejettent ce modèle, car dans les gisements du grand rift est-africain, les corindons se trouvent généralement dans les basaltes alcalins périphériques et non pas dans les associations de roches ultramafiques/carbonatites du soulèvement central contrairement à ce qui est suggéré par ce modèle.

- Sutherland (1996) propose que les corindons se forment lors de la cristallisation de magmas felsiques alcalins produits par fusion de la lithosphère métasomatée. Sutherland et Coenraads (1996), étudiant des assemblages à rubis-saphir-saphirine-spinelle présents dans les formations alluviales à corindon de Barrington en Australie, proposent que la fusion de roches ultramafiques à hautes températures et pressions, lors de l'intrusion de magmas basanitiques, peut produire des petits volumes de

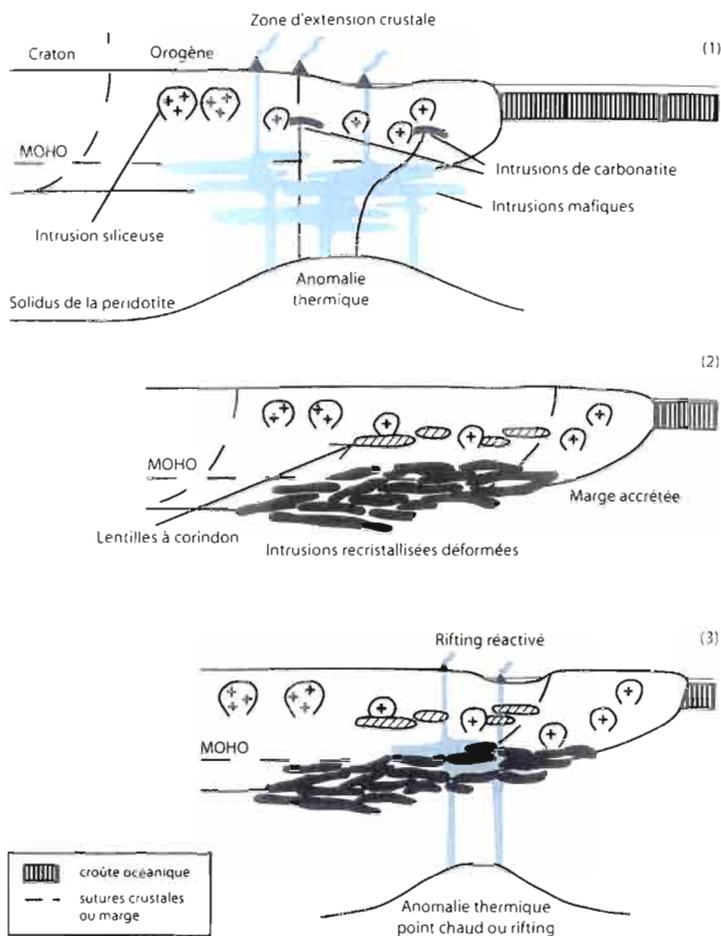


Fig. 7 : Modèle génétique pour la formation des basaltes alcalins à saphir de Guo *et al.* (1996a) – Schéma illustrant le modèle proposé pour expliquer la formation des gisements de corindon associés aux basaltes (modifié d'après Griffin et O'Reilly, 1987 dans Guo *et al.*, 1996a). (1) : Cristallisation de carbonatites, localement recoupées par des intrusions de granitoïdes, dans un contexte tectonique d'extension crustale. (2) : Les processus d'hybridation entre ces deux systèmes mènent à la formation de lentilles à corindon. (3) : Plus tard, un magma basaltique alcalin se forme par fusion du manteau et entraîne dans sa remontée vers la surface des fragments de lentilles à corindons.

magmas anatectiques capables de cristalliser ces assemblages à minéraux alumineux et réfractaires. La fusion de phases accessoires riches en Cr, comme du spinelle chromifère ou de la chromite, peut contribuer à concentrer localement le Cr, permettant aux rubis et saphirs de cristalliser ensemble en grains millimétriques.

Sutherland *et al.* (1998a) proposent un modèle en quatre étapes (figure 8) pour la formation des saphirs "magmatiques" est-australiens, dérivé du modèle de Guo *et al.* (1996a). Dans ce modèle, la lithosphère se déplace au-dessus d'un diapir mantellique. Le faible taux de fusion initiale va générer des magmas felsiques riches en volatiles, dans les parties de la lithosphère riches en amphiboles, permettant notamment la cristallisation de corindon et de zircon. Ces magmas peuvent également dériver d'un manteau enrichi en amphibole et mica ou d'un manteau pré-enrichi en composants felsiques, entre 45 et 90 km de profondeur. Lorsque la lithosphère arrive à l'aplomb du diapir, des taux de fusion partielle plus importants produisent des magmas basaltiques alcalins qui arrachent et transportent les assemblages à corindons. Lorsque la lithosphère s'éloigne du diapir, les taux de fusion diminuant peuvent à nouveau mener aux conditions nécessaires à la cristallisation de corindon et de zircon. Ce modèle permet d'expliquer l'enrichissement en Hf, Nb et Ta généralement observé dans les minéraux cogénétiques du corindon, les veines à amphiboles des xénolithes péridotitiques étant très enrichies en ces éléments (Sutherland *et al.*, 1998b).

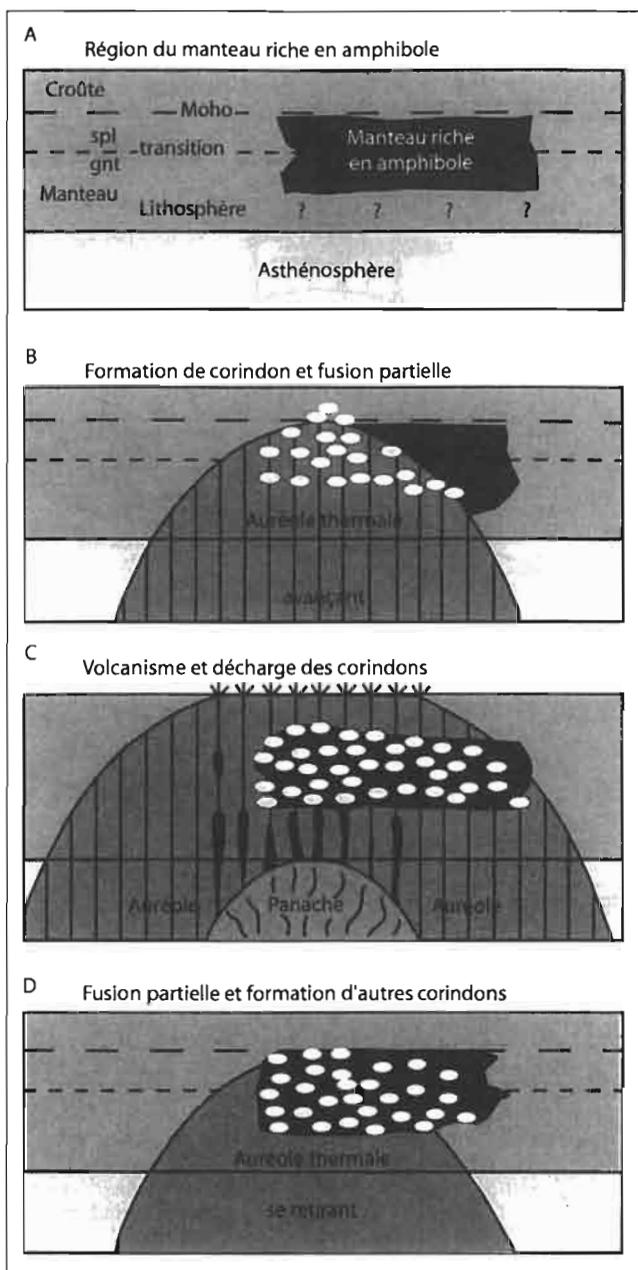


Fig. 8 : Modèle génétique établi par Sutherland et al. (1998a).
 Diagramme des étapes successives proposées
 pour la formation des gisements de corindon dans les basaltes
 (gnt = grenat ; spl = spinelle)

Des considérations thermodynamiques sur la stabilité des assemblages minéraux rencontrés dans les gisements de Chanthaburi-Trat en Thaïlande, indiquent des températures de cristallisation des corindons comprises entre 800 et $1150 \pm 100^\circ\text{C}$ et des pressions allant de 10 à 25 kbar, impliquant des profondeurs de 35 à 88 km (Sutthirat et al., 2001).

Saminpanya (2000) propose un modèle permettant d'expliquer que dans les gisements thaïlandais de Chanthaburi-Trat et de Kanchanaburi, rubis et saphirs sont toujours associés. Les rubis se sont formés dans des roches métamorphiques mafiques (clinopyroxénite à rubis et grenat ou pyriclasite à rubis et grenat) ; leur formation est probablement liée à l'intrusion d'un basalte ou d'un gabbro dans une péridotite mantellique. Les saphirs se sont formés lors de l'intrusion d'un magma très différencié dans des roches de base de croûte (probablement des gneiss précambriens) donnant des syénites néphéliniques, des carbonatites et des gabbros. Ce processus a probablement été la conséquence du rifting qui a affecté la Thaïlande au Tertiaire. Au Néogène, lors de l'extension crustale, des basaltes alcalins se sont formés et sont remontés dans des fractures crustales, sous l'effet de la remontée de

l'asthénosphère, arrachant des xénolithes à corindon le long des conduits (Saminpanya, 2000).

3. La syénite de Garba Tula, Kenya

Le gisement de Garba Tula (figure 9) a été découvert par des bergers nomades dans les années soixante. Les séries volcaniques tertiaires et quaternaires de la Chaîne de Nyambene se développent sur un substratum formé de migmatites à hornblende et de gneiss à biotite (Simonet, 2000).

Le gisement de saphir se présente sous la forme d'une veine feldspathique subverticale, de puissance métrique et d'extension horizontale pluri-kilométrique, d'orientation N-S. La veine est constituée de cristaux de mica noir dispersés dans une matrice feldspathique leucocrate à grain grossier. Les corindons y sont dispersés ou regroupés en nids. La roche a une texture équante, mais localement, elle présente de minces zones mylonitisées et des porphyroblastes de feldspath déformés. Il s'agit d'une syénite à corindon hyperalumineuse, pauvre en silice. Les saphirs sont massifs, de taille allant du millimètre à la dizaine de centimètres, parfois en forme de barillets et de couleurs allant du bleu sombre au jaune en passant par le vert. Ils sont riches en fer (entre $0,95$ et $1,13$ % poids FeO) et pauvres en titane ($< 0,04$ % poids TiO_2). Les cristaux de corindon n'ont piégé que du zircon sous forme d'inclusions solides ; ils sont souvent recoupés par des micro-veinules feldspathiques. Ces observations mettent en évidence que le gisement est magmatique et soulignent l'hypothèse que le corindon était la première phase à cristalliser (Simonet, 2000).

Le gisement de Garba Tula partage des caractéristiques pétrologiques communes avec les gisements basaltiques : la couleur et l'habitus des saphirs, le magmatisme alcalin (même si dans les cas des gisements basaltiques, les corindons n'ont pas cristallisé dans le basalte alcalin). Ces similitudes suggèrent un possible lien entre la genèse des saphirs basaltiques et ce type de syénite à corindons. Par ailleurs, Upton et al. (1999) ont décrit des xénolithes de syénite alumineuse à anorthose et corindons incolores à bruns dans des filons basaltiques, à Loch Roag et Ruddon's Point en Ecosse, renforçant ainsi l'hypothèse d'un lien génétique entre syénites à corindon et saphirs basaltiques.

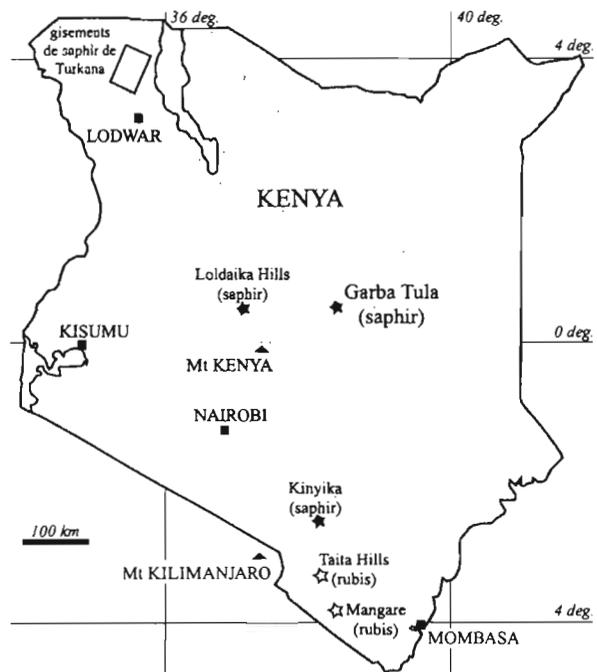


Fig. 9 : Localisation du gisement de Garba Tula
 et de quelques autres gisements majeurs de corindons du Kenya
 (d'après Simonet, 2000)

Les corindons des roches métamorphiques



Saphirs bruts et taillés des gisements de Sumjam au Cachemire, Inde
Photo : H. Hänni, SSEF.



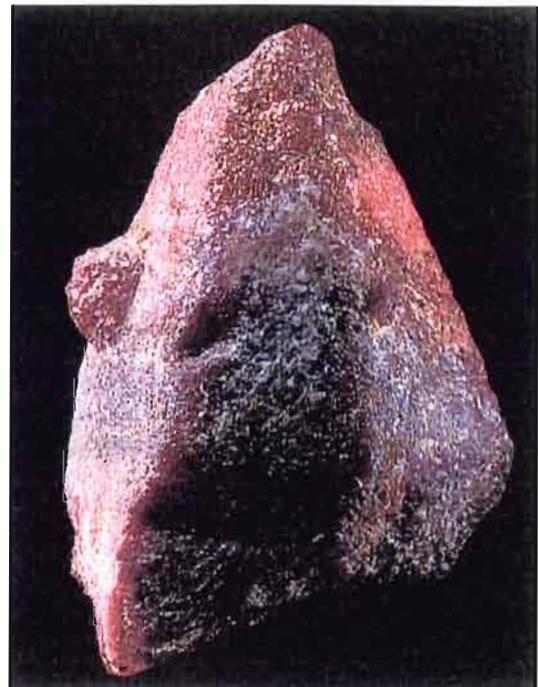
Vue générale de la mine de John Saul, région de Mangari au Kenya.
Au Nord, on distingue les carrières Main Pit et Kimbo Pit et à l'ouest les installations de la mine - Photo : J. Saul.



Rubis dans une matrice de phlogopite et plagioclase du gisement de Tajmyr, Oural polaires, Russie - Dimension du cristal 45 x 35 mm. Coll. MNHN, Paris - Photo : E. Costanzo.



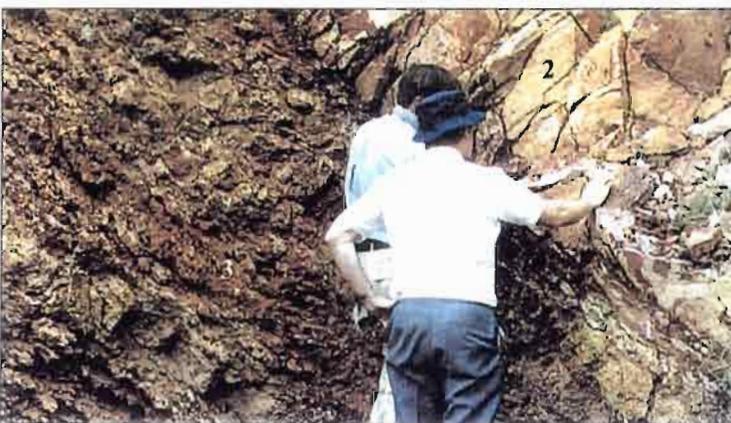
Rubis dans matrice feldspathique provenant du gisement de Tajmyr, Oural polaires, Russie. Dimension du cristal 25 x 25 mm. Coll. MNHN, Paris - Photo : E. Costanzo.



Rubis en forme de champignon appelé "mushroom ruby" typique du secteur de Nganga
Photo : J. Saul.



Zone de contact à rubis (1) séparant les gneiss à sillimanite (2) des roches mafiques de couleur rougeâtre (3) dans le Kimbo Pit
Photo : J. Saul.



Vue de la zone de cisaillement à rubis, épaisseur 20 cm (1) recoupant les gneiss à sillimanite, roche compacte et diaclasée (2) et les roches mafiques et ultramafiques (3) foliées et fortement météorisées.
Photo : J. Saul.



Rubis à zonations caractéristiques de la mine de John Saul - Photo : J. Saul.

LES GISEMENTS EN CONTEXTE METAMORPHIQUE

Les gisements de corindon apparaissent dans des complexes métamorphiques formés de niveaux d'ultrabasites, de marbres, de quartzites, de gneiss et de métapélites qui peuvent être localement recoupés par différentes roches ignées dont des granitoïdes ou des pegmatoïdes. Les mécanismes intervenant dans la formation de ces gisements relèvent soit du métamorphisme isochimique, soit du métasomatisme (métamorphisme de contact et/ou hydrothermal) qui affectent des lithologies très contrastées. Cependant, les mécanismes mis en jeu restent encore peu étudiés et hypothétiques pour de nombreux gisements. En outre, dans certains cas, plusieurs épisodes de métamorphisme, de conditions thermobarométriques et chimiques différentes, se sont succédés ; un ou plusieurs de ces événements métamorphiques ayant pu mener à la formation de corindon. Ainsi, la classification proposée repose sur la lithologie et non sur la chimie du métamorphisme ou sur son caractère local ou régional.

Plusieurs types de gisements sont distingués :

- les gisements liés à l'intrusion de pegmatites dans des roches mafiques, ultramafiques ou carbonatées et à leur métasomatose par des circulations fluides,

- les marbres,
- les gneiss, granulites et charnockites,
- les amphibolites,
- les anatexites.

1. Les gisements liés à des pegmatites ou à des granites désilicifiés

Certains gisements de corindon se forment par désilicification de pegmatites au contact de roches mafiques, ultramafiques ou carbonatées, déficitaires en SiO₂.

1.1 - Pegmatites intrusives dans des roches ultramafiques

Lorsqu'une pegmatite intrude une roche ultramafique, il se développe, par réaction métasomatique et/ou hydrothermale au contact de ces deux roches à compositions chimiques très contrastées, et par circulation de fluide contemporaine ou postérieure à l'intrusion, des assemblages à oligoclase (75 %) et corindon (23 %) ; et autres minéraux : 2 %) appelés "plumasites", du nom de la localité de Plumas en Californie aux Etats-Unis, où ces assemblages ont été décrits pour la première fois (Lawson, 1903).

Les gisements de la rivière Umba (Solesbury, 1967) et de Kalalani (Seifert et Hyrsl, 1999) en Tanzanie, du Transvaal du Nord-Est en Afrique du Sud (Robb et Robb, 1986), du Parc National de Yosemite en Californie (Rose, 1957), de **Haute-Loire** en France (Lasnier, 1977), de

Sumjam au Cachemire indien (La Touche, 1890 ; Peretti *et al.*, 1990 ; Hughes, 1997 ; Simonet, 2000), certains gisements de saphirs du Sud du Kenya, comme ceux de la région de Mangari (Mercier *et al.*, 1999) et également les gisements de rubis de l'Oural polaire contenus dans des plagioclasites à phlogopite associées à des méta-ultramafites (Spiridonov, 1998) sont génétiquement liés à la mise en place de pegmatites dans des roches ultramafiques.

Certains des gisements de Haute-Loire en France

se sont formés lors de l'intrusion de filons de pegmatites dans des harzburgites à spinelles (Marchand *et al.*, 1989). Les corindons se trouvent dans des plumasites où ils sont associés à de l'oligoclase-andésine, du spinelle, de la biotite, de l'apatite, du zircon, de l'uraninite, du pyrochlore et à des minéraux d'altération comme l'andalousite, le talc, le diasprore, la chlorite, la prehnite et la scapolite (Lasnier, 1977). Les cristaux ont des formes de barillets très allongés selon l'axe c ; ce sont des cristaux colorés en gris à bleu et plus ou moins "astériés" (Simonet, 2000). Ces plumasites se retrouvent également dans les gisements de Kinyiki Hill au Kenya (Simonet, 2000), du Transvaal en Afrique du Sud (Robb et Robb, 1986).

Les saphirs bleu roi - "cornflower blue" - du Cachemire indien, découverts en 1881 par les paysans locaux suite à un glissement de terrain, sont devenus, au fil du temps, les saphirs les plus célèbres et les plus convoités.

Mallett (1882) et La Touche (1890) furent les premiers à décrire les gisements de Sumjam. Ils sont localisés dans la région de Paddar au Cachemire indien, dans la chaîne du Zaskar où les formations métamorphiques sont d'âge cambro-silurien (Lydekker, 1883). Ils sont associés à des poches ou des lentilles de roches métamorphiques comportant des niveaux de marbres, de gneiss à biotite et des schistes intrudés par des pegmatites (Atkinson et Kothavala, 1983 ; figure ci-dessous). Ces lentilles sont de taille hectométrique, et sont formées d'olivine, de talc et de spinelle magnésien. Elles sont entourées d'une auréole de trémolite et d'anthophyllite chromifères de couleur verte intense. Elles passent latéralement à des amphibolites à grenat puis à des amphibolites. Au contact entre ces lentilles et les amphibolites se trouvent, de manière irrégulière, des intrusions de pegmatite. Ces pegmatites ont subi une métasomatose alcaline qui a provoqué la dissolution du quartz. Elles sont constituées de feldspath, mica, tourmaline et corindon. Elles sont bordées de roches à biotite, talc, carbonates et tourmaline (Peretti *et al.*, 1990).

En utilisant une platine de chauffage et de refroidissement pour l'étude des changements de phase des inclusions fluides primaires piégés dans les corindons, Peretti *et al.* (1990) ont mis en évidence trois étapes de croissance pour les saphirs, chacune représentée par une

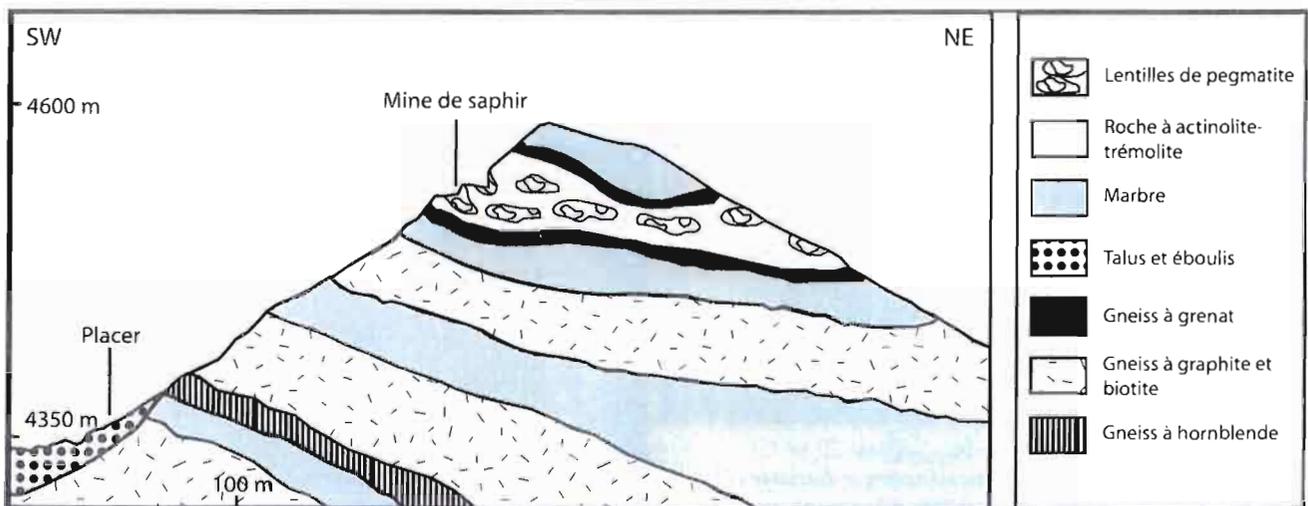


Fig. 10 : Contexte géologique des gisements de Sumjam au Cachemire indien (d'après Atkinson et Kothavala, 1983)



Hauteur : 4 cm - Gulbkkka, Vall I Vaya, Uva,
Sri Lanka - Coll. : J. Halpern



Hauteur : 3,4 cm - Myanmar
Coll. : California Academy of Sciences

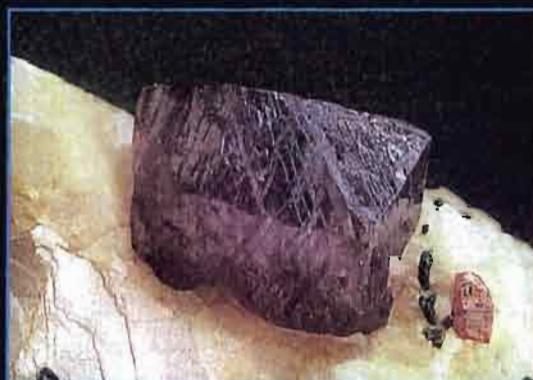


Hauteur : 4,1 cm - Zanska Range, Cashmire,
Inde - Coll. : Clemson University



**Les Corindons
"Saphir"
vus par
Jeffrey Scovil**

Grand cristal :
5,6 cm de hauteur
Sri Lanka
Coll. : K. Proctor



Cristal : 1 cm - Aliabad, Vallée de la Hunza, Pakistan
Collection Privée

Hauteur : 1,8 cm
Sri Lanka
Coll. : Ariel

Hauteur : 2,8 cm
Sri Lanka
Coll. : Ariel

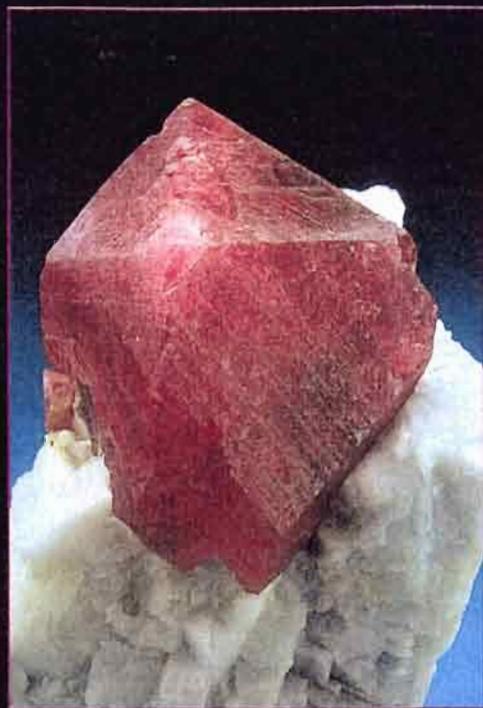




Hauteur : 4,2 cm - Mysore, Inde
Coll. : Musée Canadien de la Nature



Hauteur : 9,5 mm - Mogok, Myanmar
Coll. : E. Asselborn



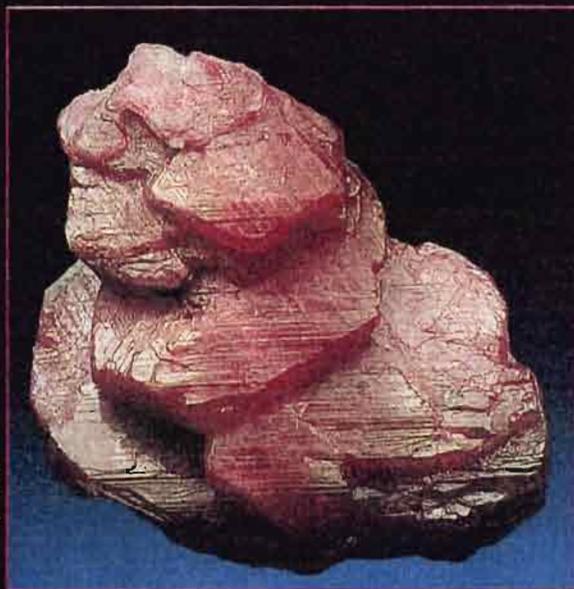
Hauteur : 2,5 cm - Jagdalik, Province de Kaboul, Afghanistan - Coll. : Smithsonian Institute



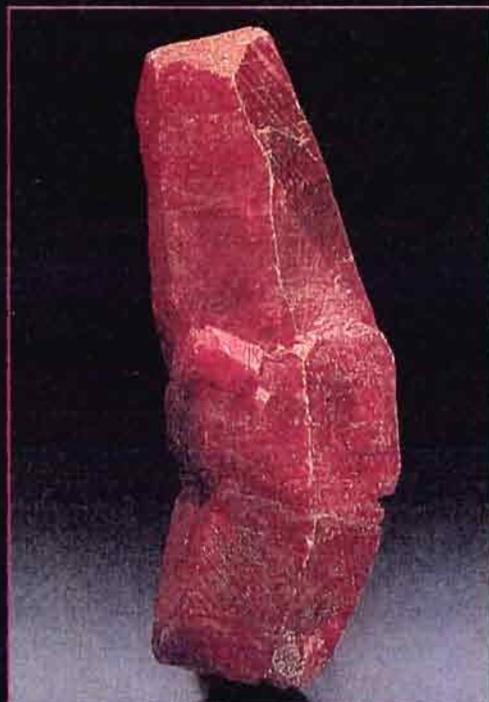
Les Corindons "Rubis" vus par Jeffrey Scovil

Hauteur : 5 mm
Mogok, Myanmar
Coll. : N. et M. Carré

Hauteur : 6,8 cm
Mogok, Myanmar
Coll. : L. Conklin



Hauteur : 9,8 cm - Pakistan
Collection Privée



Hauteur : 4,1 cm - Vietnam - Coll. : J. Rosenthal



Hauteur : 2,2 cm - Mogok, Myanmar
Coll. : N. et M. Carré

famille d'inclusions fluides constituées de CO₂, pratiquement pur et formées dans des conditions thermobarométriques P-T spécifiques : 3,2-5,6 kbar et 680-700°C pour celles du cœur des cristaux, 3,9-4,8 kbar et 590-600°C pour celles de la partie intermédiaire et 2,9-3,1 kbar et 500°C pour celles de la partie externe. Cette étude met en évidence la variabilité des conditions thermobarométriques pendant la cristallisation des saphirs, suggérant soit qu'elle a été très lente, soit qu'elle s'est faite en trois périodes distinctes et séparées dans le temps.

Les gisements de la rivière Uмба en Tanzanie ont été décrits par Solesbury (1967) et Seifert et Hyrsl (1999). Ils se trouvent dans des filons de pegmatites désilicifiées à anorthose, vermiculite et corindon, intrusives dans des serpentinites. Les plumasites ont des formes lenticulaires, verticales et mesurent 5 à 10 mètres de long et 2 à 3 mètres

d'épaisseur. Elles ont des textures grenues à gros grains et présentent des figures de réaction au contact des serpentinites. Deux types de veines à corindon sont rencontrés : des veines à plagioclase calcique, vermiculite et corindon, et des veines à vermiculite et corindon. Les cristaux de corindons sont translucides et de couleur variable d'un affleurement à l'autre, de forme tabulaire avec des pinacoïdes et des faces prismatiques hexagonales bien développées mais sans face dipyramidale. Le développement d'une zonation de couleur en forme de "tube" parallèle à l'axe c, incolore dans les saphirs bleus, et noir dans les rubis, est courant. Solesbury (1967) suggère que les pegmatites dérivent d'une roche anorthositique qui se serait appauvrie en MgO et SiO₂ au contact de la serpentinite, lors de sa mise en place. Seifert et Hyrsl (1999), en étudiant les plumasites de Kalalani situées à 3 km au sud d'Uмба, démontrent que ces roches sont le résultat d'une altération hydrothermale poussée (figure 11).

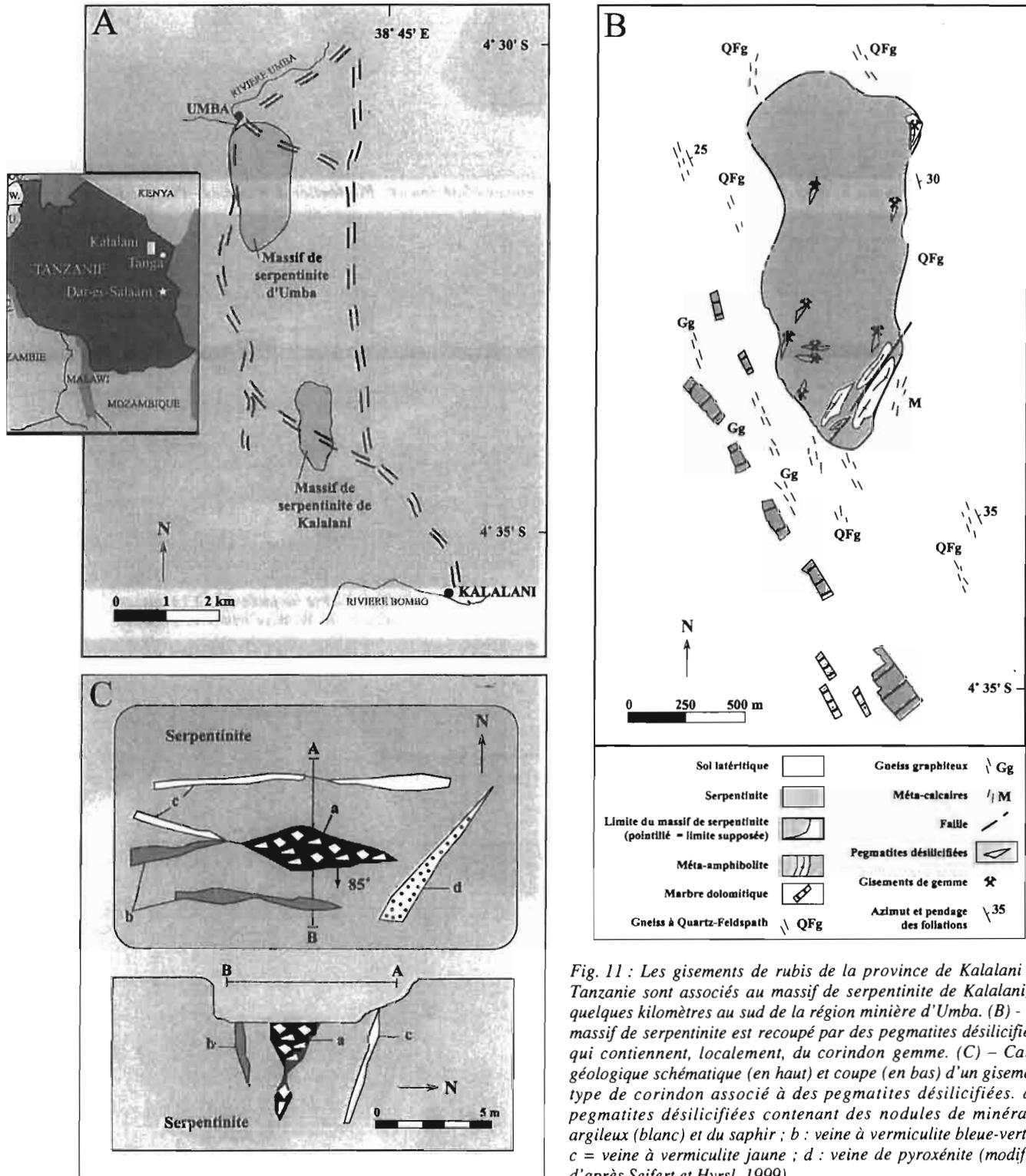
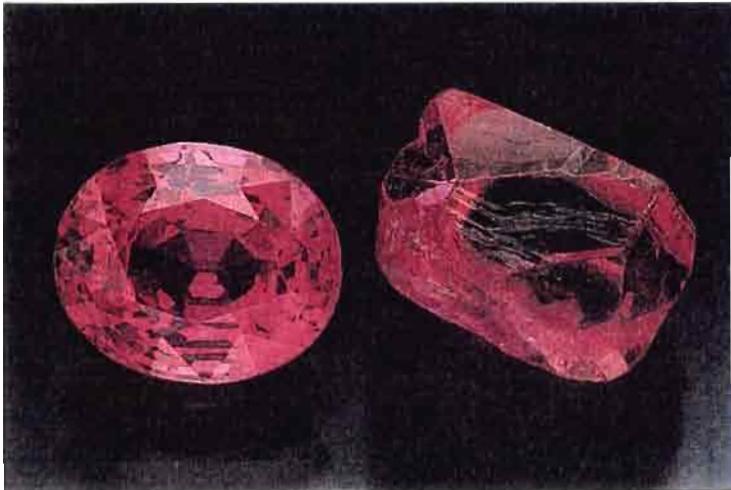


Fig. 11 : Les gisements de rubis de la province de Kalalani en Tanzanie sont associés au massif de serpentinite de Kalalani, à quelques kilomètres au sud de la région minière d'Uмба. (B) - Ce massif de serpentinite est recoupé par des pegmatites désilicifiées qui contiennent, localement, du corindon gemme. (C) - Carte géologique schématique (en haut) et coupe (en bas) d'un gisement type de corindon associé à des pegmatites désilicifiées. a : pegmatites désilicifiées contenant des nodules de minéraux argileux (blanc) et du saphir ; b : veine à vermiculite bleue-verte ; c = veine à vermiculite jaune ; d : veine de pyroxénite (modifiés d'après Seifert et Hyrsl, 1999)

Corindons gemmes de diverses origines...



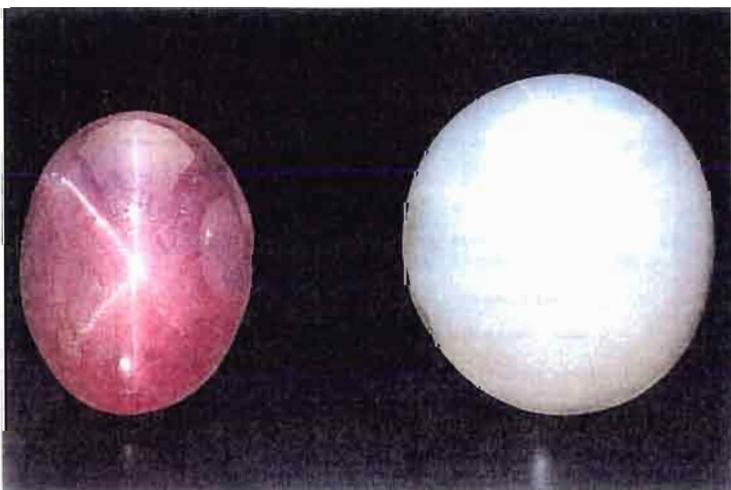
Saphirs et rubis facettés - 8,85 ; 1,85 et 5,2 carats - Origines inconnues - Spécimens : R. Mueller & Associés - Photo : J. Scovil



Rubis - Cristal : 9 mm de largeur - Pierre facettée : 3,13 carats
Mogok, Myanmar - Coll. : W. Larson - Photo : J. Scovil



Rubis - Pierre facettée : 2,24 carats
Coll. : R. W. Wise - Photo : J. Scovil



Corindon étoilé en cabochon - Pierre de gauche : 3,07 carats
Mogok, Myanmar - Coll. : Butterfield's - Photo : J. Scovil



Saphir
Cristal : 1 cm de hauteur
Vallée de la Hunza, Territoire du Nord, Pakistan
Coll. : M. Grossmann - Photo : J. Scovil

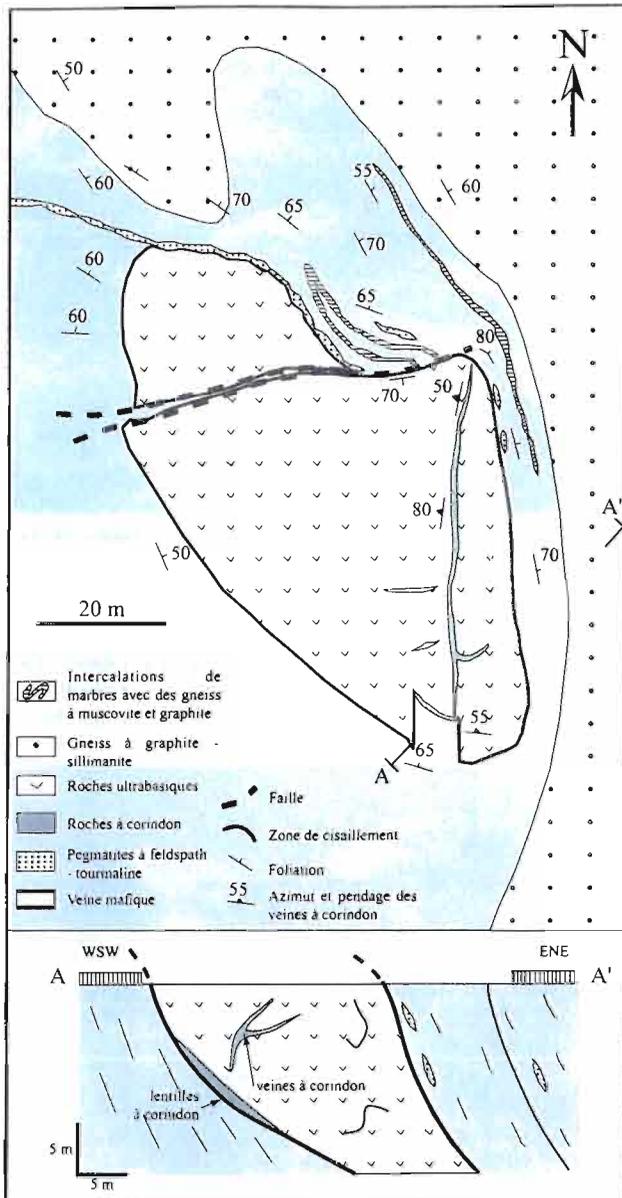


Fig. 12 : Carte géologique du gisement de Hard Rock Mine dans la région de Mangari au Kenya, montrant deux types d'occurrences de gemmes étroitement associées avec les ultrabasites. Coupe géologique A-A' mettant en évidence la relation structurale entre le corps ultrabasique et les roches encaissantes. La foliation du gneiss graphiteux est parallèle au contact du corps ultrabasique dans sa partie Est mais discordante dans sa partie Ouest (d'après Mercier et al., 1999)

A Mangari au Kenya, les gisements de rubis se rencontrent dans des corps de serpentinites encaissés dans des gneiss à graphite et sillimanite. Il s'agit des mines de John Saul, Penny Lane et Hard Rock (Mercier et al., 1999 ; Simonet, 2000). Dans la mine de Hard Rock, la zone de contact entre les gneiss et les serpentinites est tectonique et soulignée par des failles de cisaillement. Les serpentinites sont considérées comme des écailles tectoniques formées pendant la phase majeure de raccourcissement d'âge panafricain (700 – 600 Ma) de la ceinture du Mozambique (850 à 720 Ma). Le corindon se rencontre dans deux types de structures (figure 12) - des lentilles et des poches micacées situées au contact serpentinite – gneiss – zone de cisaillement. Elles sont composées de rubis ± spinelle ± saphirine et micas mais parfois de rubis, phlogopite et chlorite magnésienne ; - de filons qui recoupent les serpentinites mais pas les gneiss. Le corindon est rare et associé à la zoïsite, au plagioclase avec ± phlogopite et ± muscovite. Ces filons s'apparentent à des plumasites.

Le corindon s'y est formé par la réaction suivante (Mercier et al., 1999) :

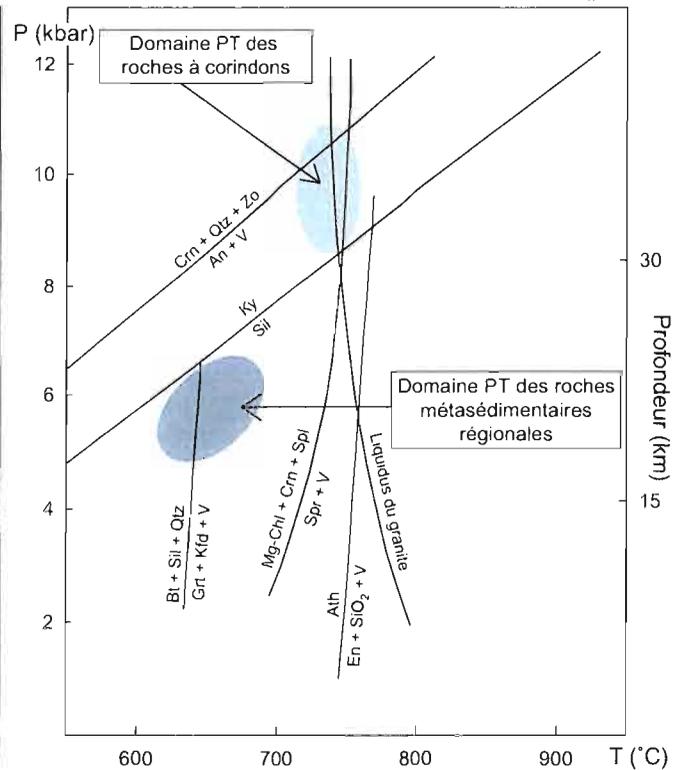
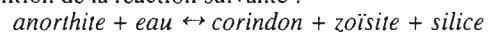


Fig. 13 : Conditions Pression-Température de formation des roches à corindon et des roches métamorphiques de la région de Mangari au Kenya (d'après Mercier et al., 1999). An : anorthite ; Crn : corindon ; En : enstatite ; Ky : disthène ; Mg-Chl : chlorite magnésienne ; Sil : sillimanite ; Spl : spinelle ; Spr : serpentine ; Qtz : quartz ; V : vapeur d'eau ; Zo : zoïsite

Dans les veines qui recoupent les corps ultrabasiques, le corindon est associé à l'anorthite et à la zoïsite. Les textures et associations minérales mettent en évidence l'intervention de la réaction suivante :



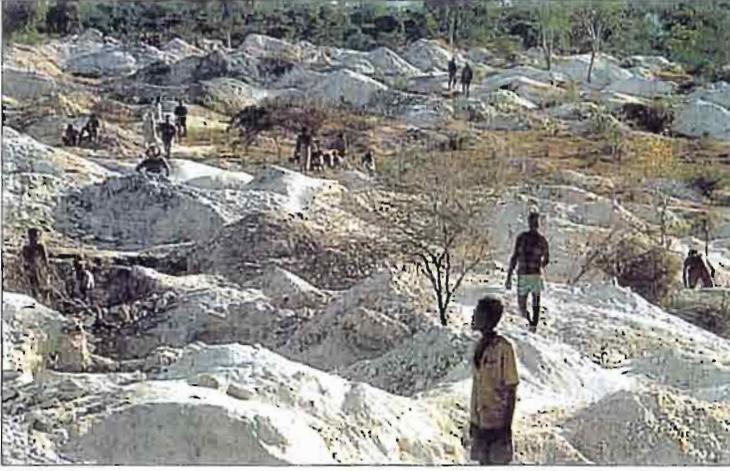
Ainsi, deux phénomènes d'altération hydrothermale se superposent : l'hydratation et la désilicification. En considérant l'ensemble des réactions métamorphiques mises en jeu, les conditions de température et de pression prédominant lors de la mise en place des gisements peuvent être approchées : entre 700 et 750°C et 8 à 10,5 kbar. Ces conditions sont supérieures à celles de la formation des gneiss encaissants (figure 13). La comparaison de données minéralogiques et thermobarométriques relatives à une vingtaine de gisements du Kenya et de Tanzanie reliés à l'orogène panafricain met en évidence que les gisements associés à des roches ultramafiques se sont tous mis en place dans des conditions de faciès granulite.

1.2 Pegmatites et granites intrusifs dans des marbres : les skarns métasomatiques

Les gisements de Bakamuna au Sri Lanka (Silva et Siriwardena, 1988) et d'Andranondambo à Madagascar (Rakotondrazafy et al., 1996 ; Schwarz et al., 1996 ; Moine et al., 1998 ; Gübelin et Peretti, 1997) se sont formés lors de l'intrusion de pegmatoïdes ou de granitoïdes dans des marbres. Iyer (1953) propose que ce soit également le cas des gisements de Mogok au Myanmar. Dans ce cas particulier, tous les auteurs ne sont pas d'accord quant au mécanisme à l'origine de ces gisements.

A Bakamuna, dans la région d'Elahera au Sri Lanka Central, Silva et Siriwardena (1988) décrivent un gisement de corindon gemme dans des skarns (figure 14). Le corps minéralisé est constitué de trois zones minéralogiques distinctes (figure 15) : la zone la plus interne est formée d'une pegmatite à gros grains à orthose et à quartz ; dans les zones médianes et internes se

Les corindons des skarns



Vue générale de l'exploitation de saphir d'Andranondambo.
Région de Tranomaro, Madagascar - Photo : E. Petsch.

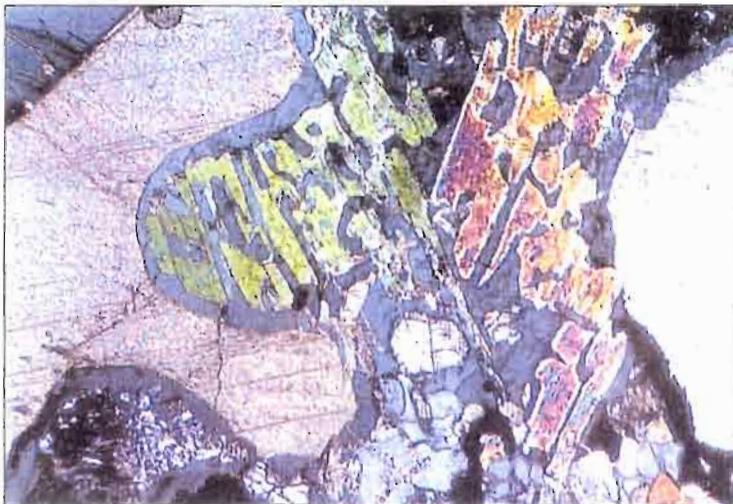


L'exploitation artisanale des saphirs d'Andranondambo, Madagascar
Photo : B. Moine.



Une veine à saphir gemme recoupant le skarn
d'Andranondambo. Puissance de la veine, environ 30 cm.
Madagascar - Photo : B. Moine.

Saphir bleu violacé et hibonite noire
dans une gangue de carbonates et de silicates calciques.
Skarn d'Andranondambo, Madagascar
Photo : D. Schwarz.



Feldspathisation du marbre à proximité
d'une veine à feldspath potassique et saphir.
Vue sous le microscope optique, Nicols croisés.
Le feldspath potassique (en gris) remplace le pyroxène (en vert,
rouge violacé et jaune) et les carbonates (teintes irisées) du marbre.
Skarn d'Andranondambo, Madagascar - Photo : B. Moine.



Association saphir (en jaune) - feldspath potassique (en gris).
Le feldspath se présente sous la forme de cristaux arrondis
à l'intérieur du saphir.
Vue sous le microscope optique, Nicols croisés.
Skarn d'Andranondambo, Madagascar.
Photo : B. Moine.

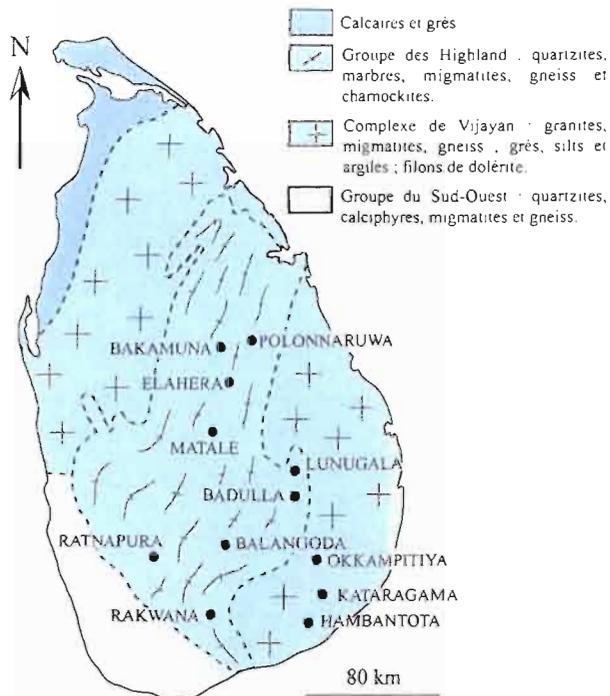
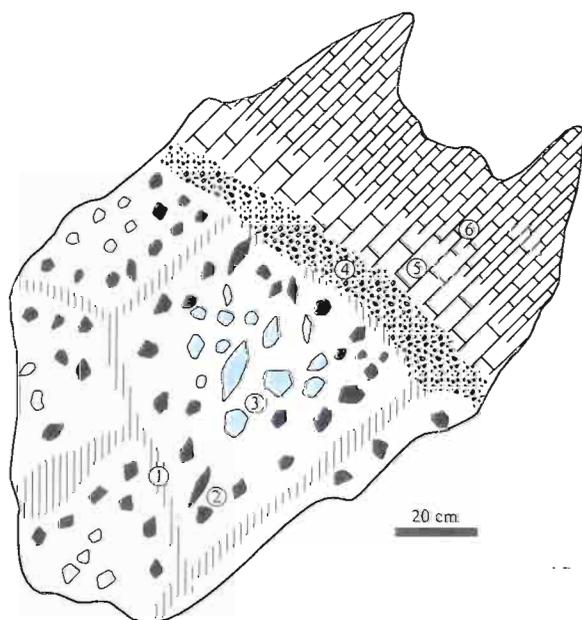


Fig. 14 : Localisation des principaux districts miniers à corindon du Sri Lanka (modifié d'après Rupasinghe et Dissanayake, 1985)

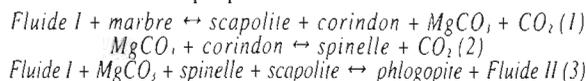


- ① Veine à phlogopite et spinelle
- ② Roche à scapolite et spinelle
- ③ Roche à scapolite et corindon
- ④ Veine à phlogopite et spinelle à la périphérie du gisement
- ⑤ Calcite à grain grossier
- ⑥ Marbre dolomitique à grain moyen à grossier

Fig. 15 : Le skarn de Bakamuna au Sri Lanka – Distribution schématique des différentes zones minérales dans la partie externe du skarn et localisation des corindons (d'après Silva et Siriwardena, 1988)

développe un important réseau de veines. Ces veines renferment de la phlogopite et du spinelle. Les roches encaissantes renferment des grains polygonaux de scapolite et de spinelle, le corindon et la phlogopite sont rares. Le corindon est arrondi et forme le cœur des cristaux de spinelle. Les veines qui recoupent le marbre ont été formées par fracturation hydraulique sous l'effet de contraintes tectoniques (Fyfe et al., 1978).

Le skarn s'est formé par interaction entre des fluides d'origine pegmatitique et le marbre (Silva et Siriwardena, 1988). Le fluide est le moteur du développement des altérations métasomatiques. Trois stades de réactions fluides-roches sont proposés :



Les fluides II, enrichis en Al, réagissent à leur tour avec les marbres suivant la réaction (1), entraînant la cristallisation d'importantes quantités de corindon. La faible teneur en Mg de ce marbre a permis de préserver une partie du corindon en limitant sa transformation en spinelle selon la réaction (2).

Les gisements de saphir de la région d'Andranondambo dans le Sud-Est de Madagascar,

sont situés dans les roches métamorphiques du groupe protérozoïque de Tranomaro (Rakotondrazafy et al., 1996 ; figure 16). Cet ensemble sédimentaire riche en calcaire a subi un métamorphisme dans le faciès granulite (pression de 4-5 kbar pour environ une température de 800-850°C) qui a donné lieu à la formation de marbres. Au contact ou à proximité d'intrusions de granites charnockitiques, les marbres ont subi une percolation fluide aboutissant à la formation de nouvelles roches appelées skarns. Ceux-ci sont formés en grande partie par des cipolins, des pyroxénites à diopside, scapolite, spinelle, pargasite et des roches hyperalumineuses à plagioclase et/ou scapolite, spinelle et/ou saphir bleu à gris, hibonite ($\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$, enrichie en Ti, Th et terres rares) et phlogopite (Gübelin et Peretti, 1997).

D'après Rakotondrazafy et al. (1996), les pyroxénites et les roches associées sont le résultat de deux étapes de métasomatose dans des conditions de pression et de température du faciès granulite :

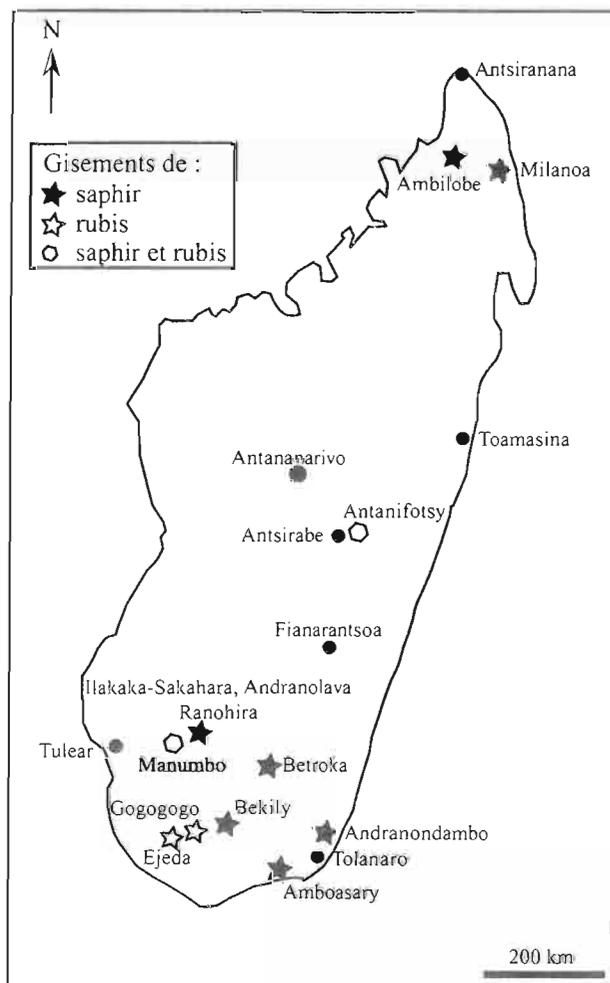
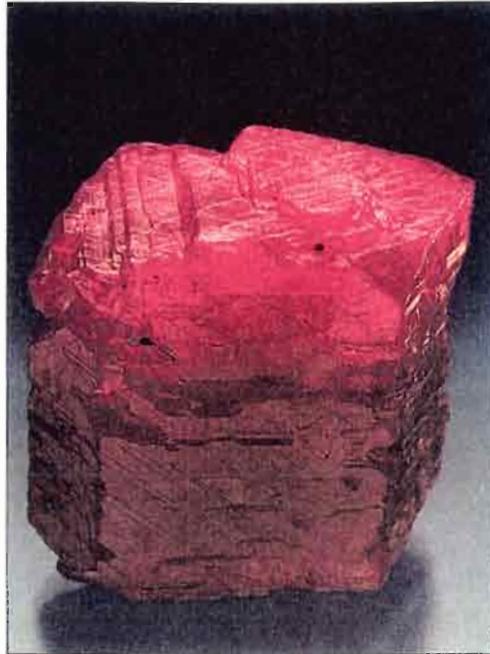


Fig. 16 : Localisation des principaux gisements de rubis et saphirs de Madagascar (d'après Shigley et al., 2000)

D'autres exemples de corindons gemmes d'origines diverses



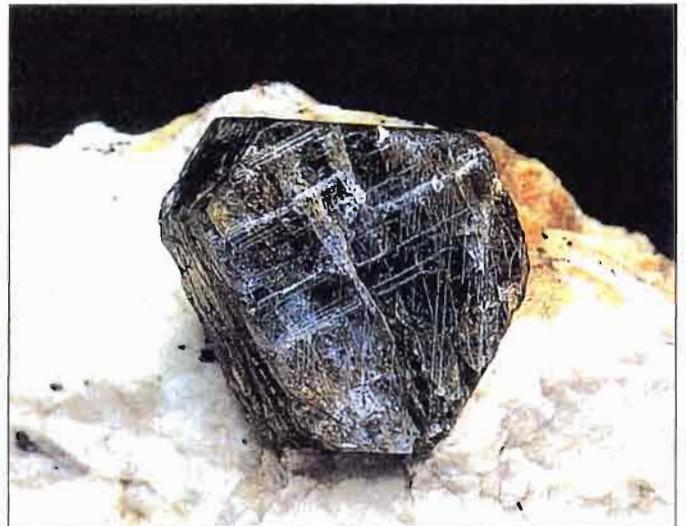
Saphir chauffé - Hauteur : 5 cm - Sri Lanka
Collection privée - Photo : N. Bariand



Rubis - Hauteur : 2,7 cm - Mogok, Myanmar
Coll. : W. Larson - Photo : J. Scovil



Saphir - Hauteur : 5 cm - Sri Lanka
Collection privée - Photo : N. Bariand



Saphir - Cristal : 1,3 x 1,2 cm - Ilmény, Oural central, Russie
Coll. : J.-C. Goujou - Photo : L.-D. Bayle



Partie gemme (de la variété saphir)
dans un corindon opaque
3 x 2,4 cm
Madagascar - Collection privée
Photo : N. Bariand

Corindons
4,5 x 3 cm
Gem Mountains,
Montana, U.S.A.
Coll. : F. Pough
Photo : J. Scovil

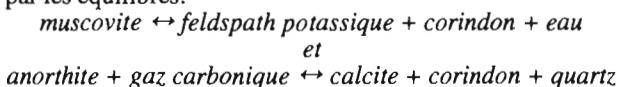


Saphir
Cristal :
1,3 x 0,7 x 0,4 cm
Ihosy, Fianarantsoa,
Madagascar
Coll. : J.-C. Goujou
Photo : L.-D. Bayle

Stade 1 : des ségrégations hyperalumineuses riches en Ca, à scapolite (méionite), spinelle et corindon, se forment dans les skarns à clinopyroxène-scapolite riches en Ti, dans des conditions thermobarométriques de 850°C et 5 kbar lors de l'infiltration de fluides riches en CO₂. Les minéraux stables à ce stade sont : diopside alumineux, carbonate, scapolite, titanite, zircon, spinelle, urano-thorianite et corindon. La désintégration radioactive de l'uranothorianite, qui est marquée par la présence d'une auréole brunâtre caractéristique, altère la couleur des autres minéraux associés au skarn, notamment le saphir bleu qui est toujours opacifié. Un zircon prélevé dans une pyroxénite donne un âge U-Pb à 565 ± 15 Ma (Andriamarofahatra et de La Boisse, 1986), en accord avec les âges U-Pb et Sm-Nd panafricains trouvés pour les roches du faciès granulite de l'Est de Madagascar (Paquette et al., 1994).

Stade 2 : déstabilisation de la scapolite (méionite) en anorthite et calcite, sous l'effet d'une baisse de température (T ~ 800°C et P ~ 3 kbar). Les fluides sont riches en fluor et CO₂, les terres rares y sont très mobiles. Ces fluides réagissent avec le spinelle et le corindon pour donner de l'hibonite. De la thorianite peut se former, de même que de la phlogopite riche en fluor. Les minéraux stables à cette étape sont la pargasite riche en fluor, l'anorthite, la calcite, la thorianite, la fluorapatite, la phlogopite riche en fluor et l'hibonite. Un zircon prélevé dans une pegmatite donne un âge U-Pb à 516 ± 10 Ma (Andriamarofahatra et de La Boisse, 1986 ; Paquette et al., 1994).

Stade fissural des veines à saphir : Le saphir bleu se trouve dans des veines tardives constituées principalement de feldspath potassique (FK) qui recoupent les marbres (Ravalomianinarivo et al., 1997). Les prospecteurs ont creusé à Andranondambo, Antirimena et Analalava des puits dans les marbres dans un domaine de plus de 7000 km². Les veines de FK sont verticales et de puissance centimétrique à métrique. Elles contiennent des saphirs gemmes, du FK, de la fluorapatite, de la calcite et de la phlogopite. A la périphérie des veines, les marbres blancs sont feldspathisés et de couleur blanche à rosée. Les saphirs se sont formés à partir de fluides carboniques (CO₂ pur) et à des conditions P = 2 kbar et T = 500°C. La stabilité de l'assemblage FK-corindon-calcite est contrôlée par les équilibres :



2. Les marbres

De nombreux gisements de corindon gemme se trouvent dans des marbres. C'est notamment le cas des célèbres gisements d'Asie Centrale et du Sud-Est (Garnier et al., 2001) comme les gisements de Luc Yen au Nord du Viêt-nam (Poirot, 1997 ; Kane et al., 1991), ceux de Mogok (Kane et Kammerling, 1992 ; Kammerling et al., 1994) et de Mong Hsu (Peretti et al., 1995) au Myanmar, ceux du Népal (Harding et Scarratt, 1986 ; Smith et al., 1997), ceux de la Vallée d'Hunza au Pakistan (Okrusch et al., 1976) et de Nangimali en Azad-Kashmir (Malik, 1994 ; Pêcher et al., 2002), les gisements d'Afghanistan et des Pamirs au Tadjikistan (Rossovskiy et al., 1982 ; Hughes, 1994 ; Bowersox et Chamberlin, 1995 ; Smith, 1998 ; Terekhov et al., 1999 ; Bowersox et al., 2000). D'autres gisements existent également en Amérique du Nord, en Europe et en Afrique : dans le comté de Sussex, New Jersey aux États-Unis (Dunn et Frondel, 1990), à Mercus et Arignac en Ariège, France (Lacroix, 1890), à proximité de Xanthi en Grèce (Andronopoulos, 1964), à Prilep en Macédoine (Hunstiger, 1990) et à Campolungo en Suisse (Hochleitner, 1998), dans l'Oural en Russie (Kissin, 1994) et Morogoro en Tanzanie (Hänni et Schmetzer, 1991). Dans la plupart des cas, ces gisements primaires sont enrichis par des concentrations secondaires de corindon issues de ces gîtes : alluvions et cavités karstiques des marbres (Poirot, 1997).

Les corindons sont généralement associés avec de la calcite, de la dolomite, de la phlogopite, du graphite, du spinelle, de la margarite, de la zoïsite, de l'épidote, de l'anorthite, de la pyrite, de la pyrrhotite, de l'ilménite et du rutile (Iyer, 1953 ; Harding et Scarratt, 1986 ; Kissin, 1994).

Les marbres peuvent se présenter sous forme de bancs métriques intercalés avec des bancs gneissiques et schisteux comme dans la Vallée de la Hunza (Okrusch et al., 1976 ; Gübelin, 1982) ou à Mogok (Kammerling et al., 1994). A Luc Yen (Viêt-nam), les marbres sont présents sous forme de bancs puissants ; localement, ils sont recoupés par des pegmatites à muscovite et tourmaline. Dans les Pamirs, Tadjikistan (Terekhov et al., 1999), les rubis et saphirs roses sont associés à de la phlogopite, de la fuschite, de la scapolite, du disthène, du rutile et de la tourmaline. Cette minéralisation se développe sous forme de lentilles présentes au contact entre des roches silicatées et des marbres, et reliées à des structures linéaires (zones de cisaillement) concordantes avec les principales structures tectoniques locales.

2.1 Caractéristiques de ces gisements

La plupart de ces gisements présentent des caractéristiques communes :

La majorité des corindons ont un habitus dipyramidal hexagonal ou prismatique hexagonal ; ils sont automorphes (Peretti et al., 1995 ; Smith et al., 1997 ; Smith, 1998).

D'une manière générale, la couleur des saphirs et des rubis de ce type de gisement est variable et peut parfois présenter des zonations : rouge à rouge violacé pour les rubis de Tanzanie (Hänni et Schmetzer, 1991) et du Népal (Smith et al., 1997), rouge, rose, brun, jaune, bleu, violet ou encore incolore pour certains corindons des gisements de l'Oural (Kissin, 1994). En outre, les rubis de Mong Hsu (Myanmar) sont formés d'un cœur de saphir bleu foncé à violet entouré par une couronne de rubis rouge (Peretti et al., 1995).

Ces corindons présentent souvent des structures de croissance en forme de coin, des effets de croissance en tourbillon, des mâcles bien développées, des inclusions solides de calcite, apatite, pyrrhotite, phlogopite, des nuages de particules minuscules et des "essaims" de rutile (Hänni et Schmetzer, 1991 ; Kane et al., 1991 ; Smith et al., 1997). Ces inclusions constituent des critères de diagnostic pour ces gisements.

Les rubis de Morogoro en Tanzanie présentent trois habitus particuliers : des cristaux plats à tabulaires, des cristaux pseudo-cubiques et des cristaux corrodés avec des terminaisons irrégulières ; les cristaux pseudo-cubiques se confondent facilement avec des spinelles (Hänni et Schmetzer, 1991 : figure 17).

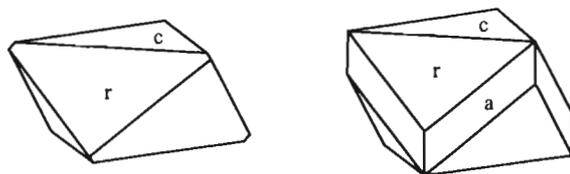


Fig. 17 : Habitus des rubis de Morogoro, Tanzanie (d'après Hänni et Schmetzer, 1991) : c = pinacoïde basal {00.1}, a = prisme hexagonal de second ordre {11.0}, r = rhomboèdre {10.1}

2.2 Mécanismes de formation

Les gisements d'Asie Centrale et du Sud-Est associés aux marbres seront abordés en détail dans un prochain article du Règne Minéral.

Les corindons des marbres



Vue générale de la carrière à rubis de Bai Da Lan située sur le lac de barrage de Thac Ba, région de Luc Yen, Viêt-nam - Photo : G. Giuliani.



Aspect des marbres lités de la région de Luc Yen
Photo : G. Giuliani.



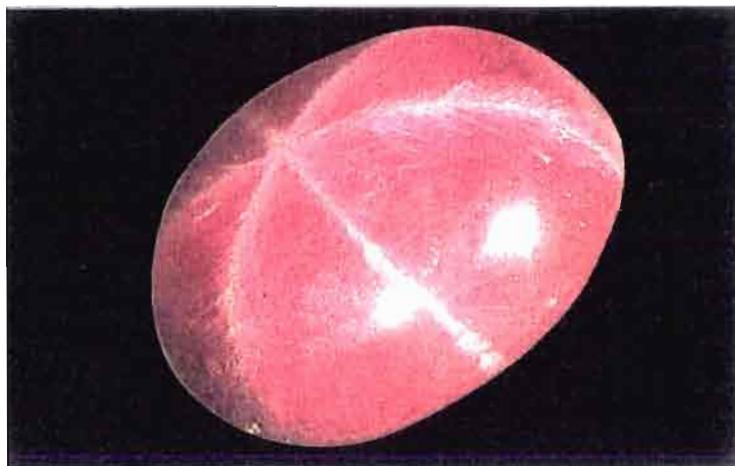
Détail des marbres lités où alternent des lits de marbres à graphite et rubis rose avec des marbres blancs. Région de Luc Yen - Photo : G. Giuliani.



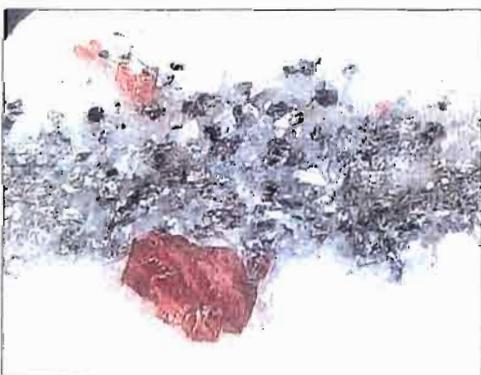
Vue du gisement de Foruhar dans les marbres de la Vallée d'Hunza, Pakistan - Photo : G. Giuliani.



Vue de la partie supérieure du gisement de rubis de Nangimali situé à 4250 m d'altitude, mine de Nangimali Top (on devine les déblais de l'exploitation), Azad Kashmir, Pakistan - Photo : G. Giuliani.



Rubis trapiche de Mong Hsu, Myanmar (ex-Birmanie)
Photo : H. Hänni, SSEF.



Rubis et graphite disséminés dans un marbre de Luc Yen, Viêt-nam.
Taille du cristal : 8 mm - Photo : G. Giuliani.



Paragenèse à pyrite, rubis et phlogopite des marbres de la Vallée d'Hunza
Photo : D. Schwarz.



Rubis et phlogopite contenus dans un marbre de Minh Tien, district de Luc Yen, Viêt-nam
Longueur du cristal : 1 cm - Photo : G. Giuliani.

Carte topographique de la région de l'Oural permettant de localiser le complexe métamorphique à rubis et saphir

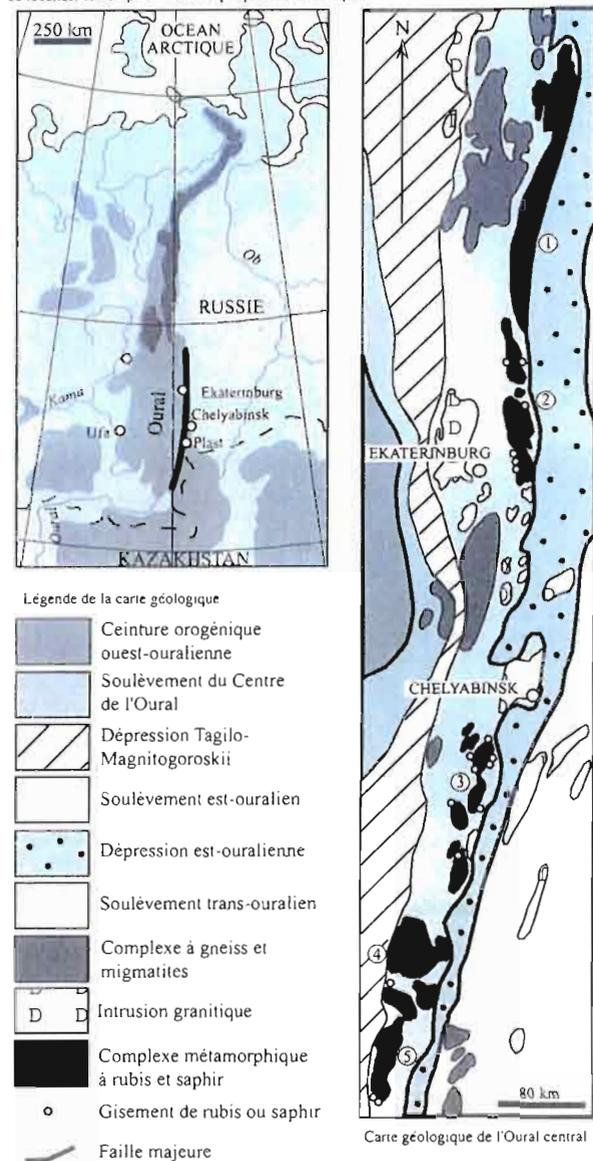


Fig. 18 : Carte géologique du Sud de l'Oural avec la localisation des gisements de corindon gemme (1) : Gaievskii (pas de corindon trouvé mais fort potentiel probable) ; (2) Murzinsko-Adviskii ; (3) Kochkarskii ; (4) Jabyk-Karagaïskii ; (5) Suunduskii (d'après Kissin, 1994)

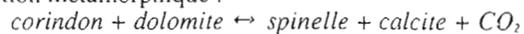
Des minéralisations à rubis et saphirs dans des marbres sont présentes dans quatre complexes métamorphiques de l'Oural : Murzinsko-Adviskii, Kochkarskii, Jabyk-Karagaïskii et Suunduskii (figure 18). Le gisement de Kootchinskoye, dans le complexe métamorphique de Kochkarskii a été étudié en détail par Kissin (1994). Ce complexe métamorphique est d'âge paléozoïque moyen à tardif. Le métamorphisme a débuté il y a environ 300 Ma, avec un premier épisode prograde (température ou pression plus élevée) durant 30 Ma, et un dernier épisode rétrograde (de plus basse pression ou température) à environ 260 Ma.

A Kootchinskoye, les gisements de rubis et de saphir sont localisés dans la partie axiale d'une structure synclinale. Trois types de marbres sont identifiés :

- des marbres à calcite ne renfermant pas de corindon,
- des marbres à calcite magnésienne (0,1 à 0,9 % poids de MgO dans la calcite), de couleur bleue, verte, gris pâle ou blanche, à grains moyens à gros, à corindon, spinelle, apatite, pyrite, pyrrhotite, rutile, fluorine, tourmaline verte, pargasite chromifère, sulfure, margarite, diaspore, anhydrite, grossulaire (tsavorite), phlogopite et chlorite alumineuse,
- des marbres à calcite dolomitique (entre 1 et 22 % poids de dolomite dans la calcite), de couleur blanche à

jaune pâle, à grains fins avec une texture porphyroblastique, à corindon, spinelle, pyrite, rutile, phlogopite, tourmaline, pargasite chromifère, titanite, fluorite, norbergite ($[\text{SiO}_3]\text{Mg}_2\text{-Mg}(\text{OH}, \text{F})_2$), graphite, chlorite riche en alumine et trémolite.

Le calcaire a subi des températures de 620-660°C et des pressions d'environ 2,5 kbar (Kissin, 1994). Les corindons des gisements de l'Oural se sont formés selon la réaction métamorphique :



L'étude théorique et expérimentale de cet équilibre montre que les conditions de température et de pression auxquelles les phases minérales se forment dépendent de la pression partielle de CO_2 et de l'activité du magnésium. Si l'activité du magnésium augmente, une augmentation de CO_2 est nécessaire à la stabilité du corindon. Une augmentation de température ou une diminution de la pression déplace l'équilibre chimique vers la droite. Ainsi, les changements de conditions de température et de pression de CO_2 qui ont lieu au cours des différentes étapes du métamorphisme (prograde et rétrograde) peuvent avoir une influence majeure sur la stabilité du corindon (Kissin, 1994).

Selon Kissin (1994), bien que le métamorphisme soit le principal facteur géologique qui intervient dans la formation des rubis et saphirs dans les marbres, d'autres facteurs sont tout aussi importants. Ainsi, c'est la teneur en magnésium du marbre qui influence fortement la stabilité du corindon par rapport à celle du spinelle. Quant à la teneur en alumine du marbre, elle ne semble pas être un facteur critique.

3. Gneiss, granulites et charnockites

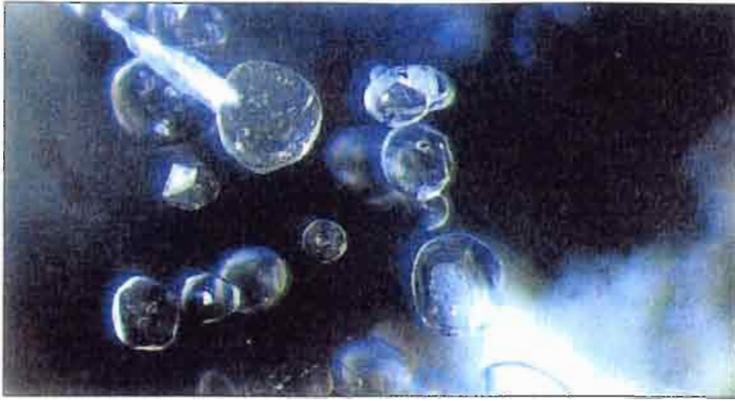
Certains gisements de corindon gemme se trouvent dans des gneiss (Schwarz, 1998) : les gisements d'Azov en ex-URSS (gneiss à sillimanite et corindon), de Froland en Norvège (gneiss à biotite, sillimanite et corindon), de Mysore en Inde (gneiss à perthite, biotite, sillimanite et corindon), de la ceinture métamorphique de Hida au Japon (gneiss à feldspaths alcalins et corindon), d'Ihoy et d'Antsirabé à Madagascar ; mais aussi ceux d'Indiaia dans le district de Minas Gerais au Brésil (Epstein *et al.*, 1994) et de la ceinture du Mozambique (Simonet, 2000). Grew *et al.* (1989) décrivent des schistes à biotite-plagioclase corindon-spinelle dans le craton d'Aldan dans l'Est de la Sibérie.

Les saphirs de couleurs variées (gris, miel, brun, bleu pâle, rose et pourpre) des gisements alluvionnaires de Twiga au Kenya ont pour source un gneiss à biotite - corindon \pm disthène \pm grenat ; les rubis d'Ushindi et de Si Ndoto Tena au Kenya proviennent respectivement de gneiss à plagioclase, biotite et corindon et de gneiss à graphite (Simonet, 2000).

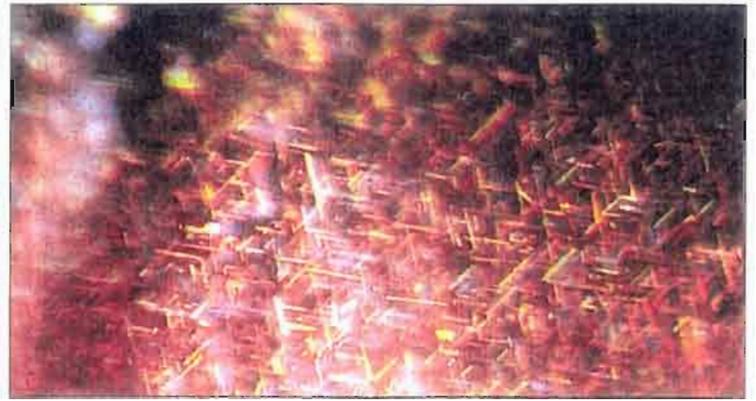
Au Sri Lanka, la plupart des gisements de corindon gemme se situent dans les régions d'Elaheera et de Ratnapura appartenant aux formations géologiques des Highland (figure 14 ; Munasinghe et Dissanayake, 1981). Ces roches de faciès granulite, incluant des charnockites, des gneiss à quartz - feldspath - grenat - sillimanite - graphite, des quartzites, des marbres et des gneiss calciques (Dissanayake et Chandrajith, 1999). Plusieurs auteurs montrent l'importance des gneiss, granulites et charnockites du groupe des Highland au Sri Lanka dans la genèse des gisements de corindon gemme de ce pays (Coomaraswamy, 1903 ; Coates, 1935 ; Wells, 1956 ; Cooray et Kumarapeli, 1960 ; Katz, 1972 ; Dahanayake, 1980).

Dahanayake et Ranasinghe (1981) montrent par des études minéralogiques que les gemmes présentes dans les gisements secondaires du district de Ratnapura dérivent de gneiss à grenat et de granulites. D'après cette étude, il semble que les conditions de pression et de température élevées (700-800°C et 6 kbar), correspondant au faciès granulite, aient été les plus favorables à la genèse des

Les inclusions solides et fluides des corindons gemmes



Essaim d'inclusions solides incolores et arrondies dans un saphir d'Andranondambo (Madagascar) - Photo : Dietmar Schwarz.



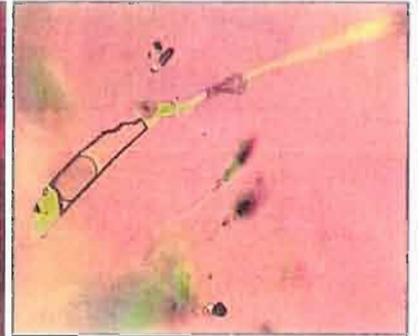
Nuage d'aiguilles de rutile dans un rubis de Mogok, Myanmar (ex-Birmanie) - Photo : D. Schwarz.



Amas de cristaux hexagonaux d'apatite dans un saphir de couleur magenta du gisement alluvionnaire de Tunduru (Tanzanie).
Photo D. Schwarz.



Zonation typique d'un rubis de Mong Hsu chauffé, avec un cœur bleu foncé et une périphérie de couleur rouge.
Marbre de Mong Hsu, Myanmar
Photo : D. Schwarz.



Cavité d'inclusion fluide primaire piégée par un rubis de Luc Yen, Viêt-nam. L'inclusion fluide est carbonique et constituée par une phase liquide et gazeuse.
Longueur de l'inclusion : 50 microns.
Photo : G. Giuliani.



Rubi de Thaïlande présentant une distribution tridimensionnelle d'inclusions solides tubulaires - Photo : D. Schwarz.



Fissures de retrait typiques dans un rubi traité provenant de Thaïlande
Photo : D. Schwarz.

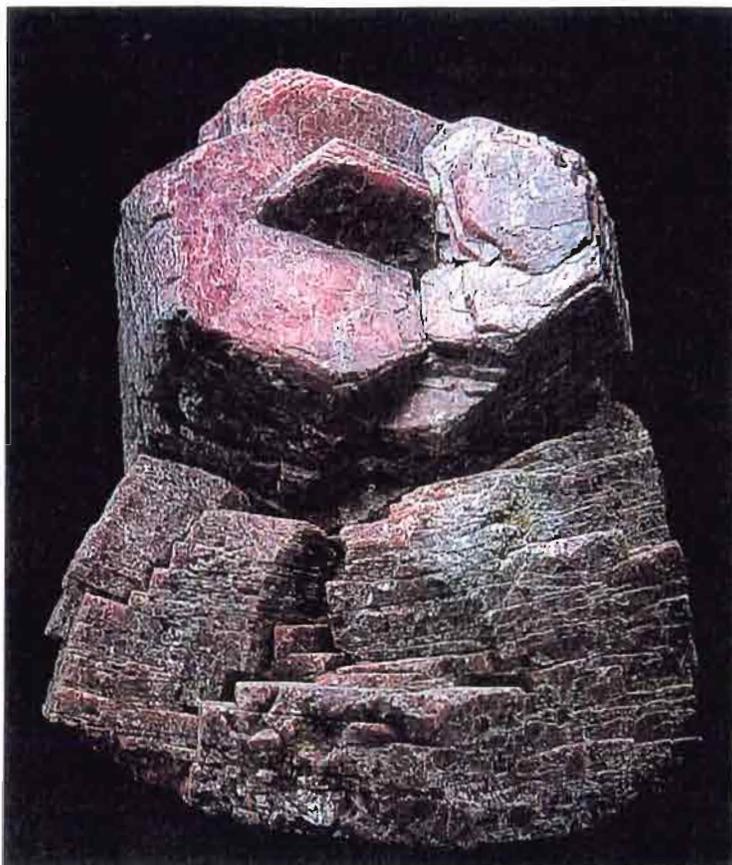


Cristaux métamictes de zircon et de xénotime inclus dans un saphir rose du placier d'Illakaka, Madagascar
Photo : D. Schwarz.



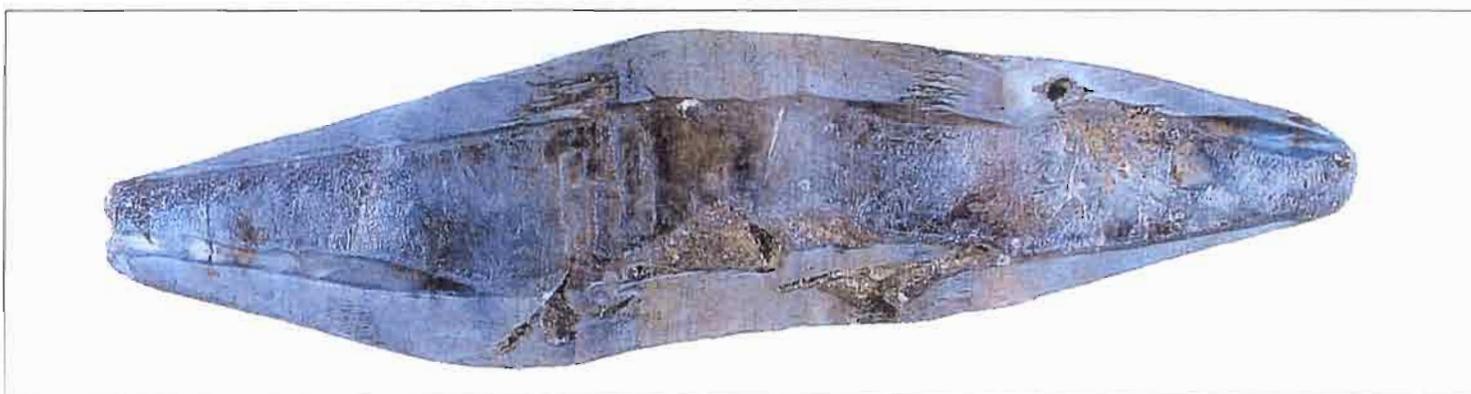
Saphir chauffé du gisement de Tunduru, Tanzanie. Présence de fractures remplies de liquide et développement de textures d'altération thermique avec une fusion partielle des inclusions solides.

Les corindons des gneiss, granulites et charnockites

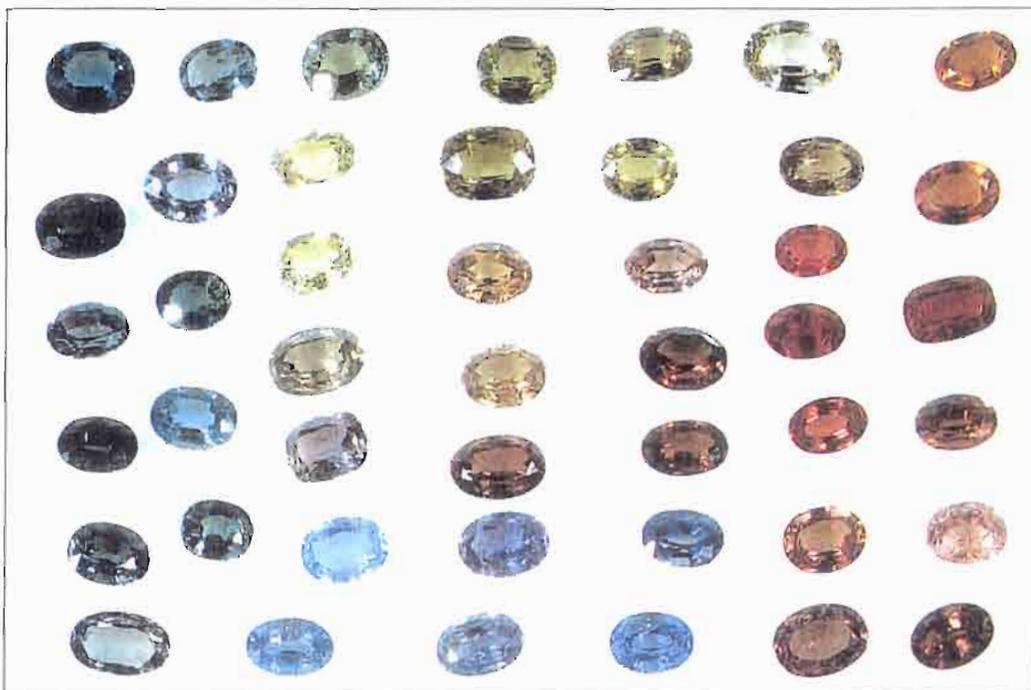


Rubis rosé à violacé associé au grenat (en orangé),
à la biotite, l'amphibole et le plagioclase (en blanc)
d'un gneiss de la région d'Ithosy, Madagascar.
Dimension du plus gros cristal de rubis : 1,5 cm - Photo : G. Giuliani.

Rubis de Reddil, Mysore, Inde.
Dimensions du cristal : 20 x 15 cm.
Coll. Fondation Elf-MNHN Paris, n° 194-10.
Photo : L.-D. Bayle.



Saphir bleu
de 2 cm de longueur
du Sri Lanka.
Collection privée.
Photo : N. Bariand.



Saphirs taillés de toutes les couleurs
notamment "padparadscha".
Collection privée - Photo : N. Bariand.

gemmes. Heilmann et Henn (1986), en se basant sur la nature et la chimie des inclusions solides de saphirs provenant d'Elahera, concluent que les gneiss à grenat constituent la source des saphirs.

Rupasinghe et Dissanayake (1985) proposent que les gisements de corindon de Ratnapura se soient formés par un processus de désilicification probablement causé par le métamorphisme de contact, à basse pression, lié à la mise en place de charnockites basiques et d'autres intrusions comme des filons et des sills riches en diopside dans des métasédiments alumineux. Ces auteurs envisagent que les sédiments alumineux résultent de l'altération et du transport de matériaux provenant d'une croûte riche en aluminium et qui auraient été déposés dans les bassins des Highland. Ces sédiments pélagiques auraient été déformés et métamorphisés dans des conditions du faciès granulite lors d'une collision continentale. La mise en place simultanée d'intrusions de charnockites basiques ou de nature basaltique dans ces sédiments alumineux a provoqué leur désilicification et la formation de corindon et de spinelle suivant la réaction :



Dissanayake et Weerasooriya (1986) ont montré que la limite entre la formation des Highland et du complexe de Vijayan, correspondant à une ceinture minéralisée, présente un enrichissement en fluor (visible notamment dans les nappes d'eau). Ils postulent que cette limite est une zone de rift profond ou bien une limite de "mini-plaque" le long de laquelle s'effectuent d'importantes exhalations de volatiles. Ce processus a probablement été le résultat d'un magmatisme granitique associé avec une collision continentale. Le fluor semble avoir joué un rôle minéralisateur important, notamment pour le transport de nombreux métaux comme Ag, Cu, Zn, Co, Ni, Bi, Be, Pb et V.

4. Amphibolites

Une autre source importante de corindon est formée par les amphibolites issues du métamorphisme de roches gabbroïques. Ces roches sont rarement sources de corindon gemme, mais elles sont appréciées en ornementation, comme "l'anyolite" de Longido en Tanzanie ou encore la "ruby-smaragdite" de Caroline du Nord aux Etats-Unis. De tels gisements sont également répertoriés à Kittila en Finlande (Haapala *et al.*, 1971), à Fiskenaesset au Groënland (Herd *et al.*, 1969), à Sittampundi en Inde (Janardharan et Leake, 1974), dans la zone ophiolitique des Dinarides en ex-Yougoslavie (Pamic *et al.*, 1973), à **Chantel en France** (Forestier et Lasnier, 1969), à Losongonoï en Tanzanie (Dirlam *et al.*, 1992), à Kitui au Kenya (Barot et Harding, 1994), dans le Sud du Malawi et à Tete au Mozambique (Andreoli, 1984), dans le Sud du Vohibory à Madagascar (Nicollet, 1986), à Harts Range en Australie (McColl et Warren, 1980), dans la région de Dir au Pakistan (Aboosalay, 1999) et à Hokkaidô au Japon (Morishita et Kodera, 1998).

Ces gisements présentent des caractéristiques communes :

- Les amphibolites à corindon sont associées à des complexes basiques à ultrabasiques métamorphisés dans le faciès granulite : par exemple, des amphibolites, pyroxénites et péridotites serpentinisées intercalées de gneiss (Chantel, France : Forestier et Lasnier, 1969) des migmatites, paragneiss et des reliques de tonalite, dolérite, gabbro et diabase (ceinture du Mozambique : Andreoli, 1984), des serpentinites, amphibolites à grenat et des granulites à grenat (Vohibory, Madagascar : Nicollet, 1986) ; dérivant de complexes stratifiés ou de séries ophiolitiques.

- Une paragenèse de base à corindon, anorthite, amphibole et margarite (Tenthorey *et al.*, 1996) qui peut être, selon les gisements, complétée par la présence de

saphirine (Forestier et Lasnier, 1969 ; Nicollet, 1986 ; Tenthorey *et al.*, 1996), grenat (Nicollet, 1986), spinelle (Forestier et Lasnier, 1969 ; Morishita et Kodera, 1998), gédrite (Nicollet, 1986), phlogopite et zoisite (Longido, Tanzanie : Dirlam *et al.*, 1992).

- La composition basique du protolithe, notamment gabbro (Morishita et Kodera, 1998) et troctolite (Nicollet, 1986 et 1990 ; Tenthorey *et al.*, 1996).

Selon Nicollet (1986), les amphibolites à corindon du Vohibory à Madagascar dérivent du métamorphisme de leucotroctolites dans des conditions intermédiaires entre le faciès amphibolite de haut degré et le faciès granulite de haute pression ($P \pm 9-11,5$ kbar et $T = 750-800^\circ\text{C}$).

Le complexe ultramafique de Buck Creek en Caroline du Nord aux Etats-Unis est formé de dunite et d'une série d'unités lenticulaires décrites par Hadley (1949) comme des troctolites et des troctolites amphibolitisées. Le métamorphisme de ces lentilles a produit plusieurs assemblages minéraux : des couronnes de symplectites à orthopyroxène et clinopyroxène/spinelle, suggérant des températures élevées et des conditions métamorphiques anhydres, et des assemblages hydratés à amphibole, zoisite, margarite et corindon (Tenthorey *et al.*, 1996). Les couronnes à clinopyroxène et spinelle se sont formées à environ 800°C et 5-7 kbar. La saphirine se forme aux dépens du spinelle situé dans les couronnes, à environ 850°C et 10 kbar. Les assemblages de minéraux hydratés situés en bordure reflètent des conditions anhydres de haute pression et/ou des événements rétrogrades ; ils se sont formés suivant la réaction (Tenthorey *et al.*, 1996) :



Tenthorey *et al.* (1996) proposent que ce complexe ultramafique représente des cumulats de croûte océanique subductés (formation des couronnes à pyroxène et spinelle) puis entraînés à 30 km de profondeur (formation des assemblages à saphirine et corindon) lors de la collision liée à l'orogénèse taconique (limite Ordovicien - Silurien).

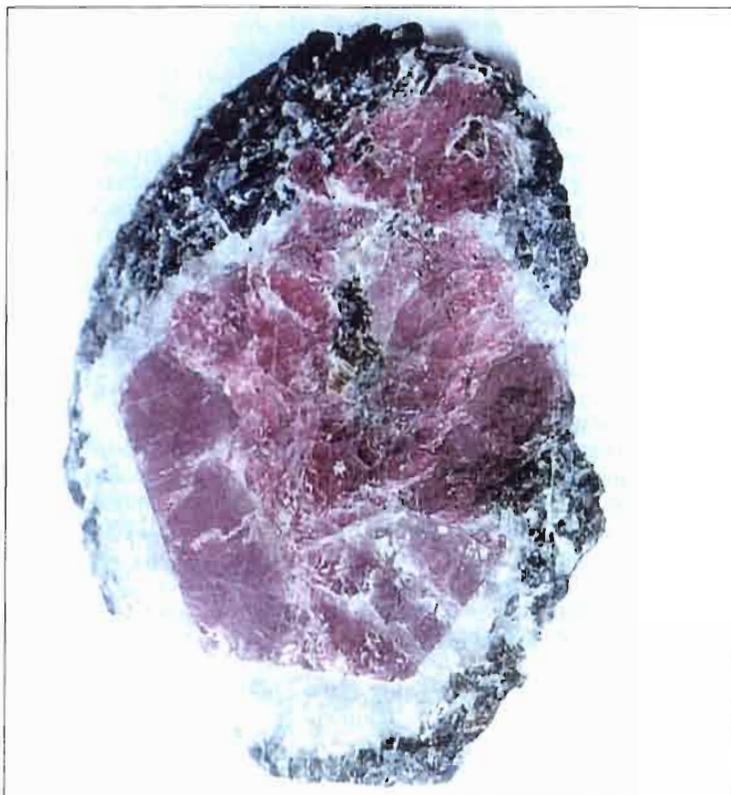
5. Roches mafiques à ultramafiques

A Barberton, dans le Transvaal (Afrique du Sud) et au Zimbabwe, il existe des roches particulières à corindon et fuchsite (muscovite chromifère) formant des lentilles dans les séries volcanosédimentaires de différents grades métamorphiques et intimement associées aux roches ultramafiques (Schreyer *et al.*, 1981 ; Kerrich *et al.*, 1987). Ces roches sont localisées à O'Briens dans la ceinture de roches vertes de Salisbury, constituée de métavolcanites, de quartzites ferrugineuses ("banded iron formation"), de calcaire siliceux, de quartzites et de schistes quartzeux. Elles contiennent plus de 89 % poids d' Al_2O_3 et leur teneur en Cr_2O_3 atteint 2,8 % poids (Schreyer *et al.*, 1981). Ces roches sont dénommées "verdites", terme commercial désignant une roche verte ou brune, tendre, à grain fin et qui se prête bien à la sculpture. Elles ne renferment généralement pas de corindon gemme (Simonet, 2000).

Outre le corindon et la fuchsite, les verdites du Zimbabwe sont constituées d'andalousite, de chlorite, des associations complexes de margarite, de tourmaline, de diaspore et de rutile ; gersdorffite (NiAsS) et bismuth natif sont accessoirement présents ; celles du Transvaal sont plus pauvres en Cr_2O_3 , elles ne contiennent pas de diaspore, de tourmaline et de margarite, mais de la biotite et du plagioclase, le disthène remplace l'andalousite et le rutile renferme des exsolutions complexes d'oxydes de Cr-Fe-Al. Ces roches sont globalement fortement enrichies en Al, Cr, B, V et As, et localement en K, Rb, Ni, Sb, Bi et Te, et appauvries en Si, Mg, Fe, Mn, Na, Ca, S, Cu, Zn, Ga, Sr et Y (Schreyer *et al.*, 1981).

Selon Schreyer *et al.* (1981), les roches du Zimbabwe ont été métamorphosées à des températures ne dépassant pas 400°C et des pressions inférieures à 3,5 kbar, tandis que celles du Transvaal ont subi des températures d'environ 600°C et des pressions supérieures à 5 kbar.

Les corindons des amphibolites



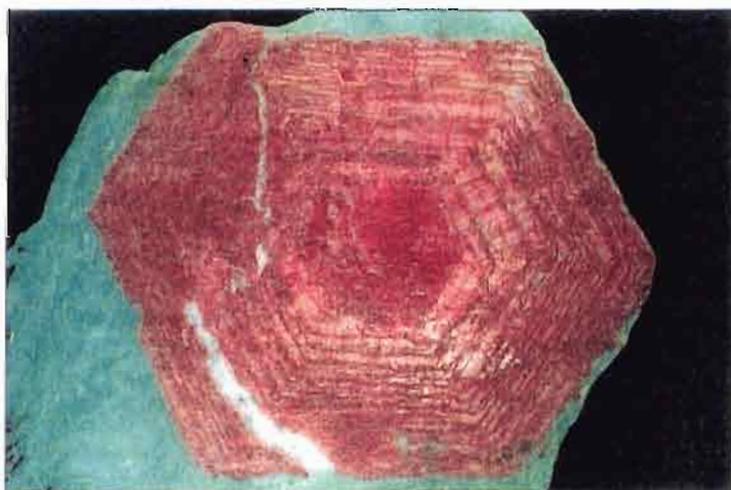
Cristaux de rubis de Longido (Tanzanie) dans une amphibolite (en noir). Les cristaux présentent des tablettes hexagonales accolées. Ils sont auréolés d'une frange de plagioclase (en blanc). Taille du gros cristal, environ 2 cm - Photo : G. Giuliani.



Aspect de l'amphibolite à rubis de Longido (Tanzanie) - Photo : G. Giuliani.



Anyolite léopard de Longido (Tanzanie). Le cristal de forme hexagonale a une largeur d'environ 8 cm. Il est entouré d'une auréole de zoïsité de couleur vert pomme à vert pâle et d'amphibole noire disposée en taches - Collection A.M. Bassett - Photo : G. Giuliani.



Rubis zoné de Merkerstein dans une matrice vert pomme de zoïsité. Le cristal est recoupé par des veinules de feldspath. Largeur du cristal : 50 mm - Collection privée - Photo : N. Bariand.



Prisme hexagonal de corindon gris bleu contenu dans une amphibolite biotitisée du km 15 dans le district à corindons de Yen Bai, Viêt-nam. Le corindon est entouré d'une auréole de plagioclase et de biotite. Longueur du cristal : 2 cm - Photo : G. Giuliani.

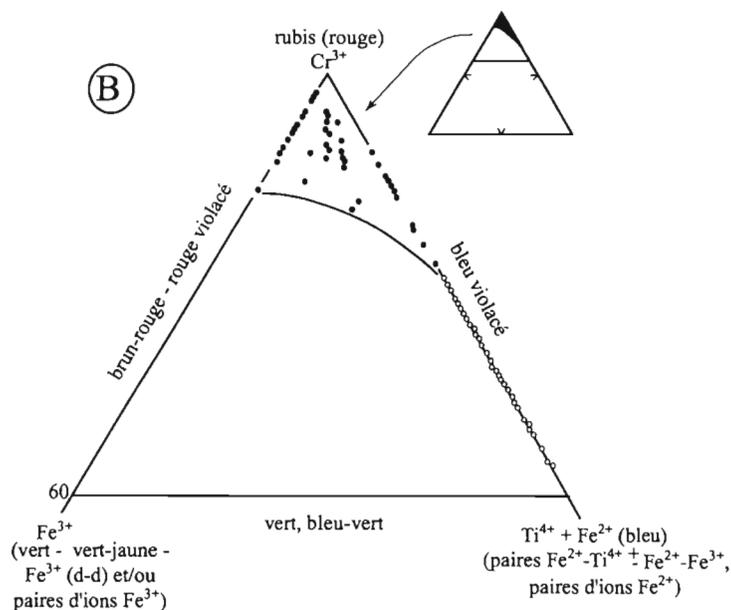
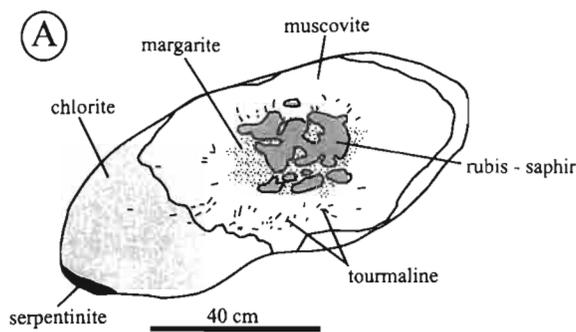
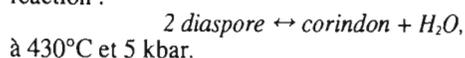


Fig. 19 : A – Section d'un galet à silicates et corindon riche en chrome issu du gisement de Westland en Nouvelle Zélande, montrant la distribution des différentes phases minérales. B – Répartition chimique des rubis (ronds noirs) et des saphirs (ronds blancs) du gisement de Westland en Nouvelle Zélande dans le diagramme $Cr^{3+} - Ti^{4+} + Fe^{2+} - Fe^{3+}$ (d'après Grapes et Palmer, 1996)

Selon ces auteurs, ces roches se seraient formées par altération exhalative postvolcanique et prémétamorphique de komatiites accompagnée d'un apport en B, K, Rb, As, Sb, Bi et Te par les fluides, d'un lessivage de Mg, Si, Fe et Ca et de la concentration résiduelle des éléments immobiles de la roche, c'est-à-dire d'Al, Cr, Ni et V. Cependant, les mécanismes de formation de ces gisements sont sujets à débat (Kerrick *et al.*, 1987 ; Schreyer, 1988 ; Kerrich *et al.*, 1988). En effet, Kerrich *et al.* (1988) privilégient la genèse hydrothermale de corindon et de muscovite chromifère à haute température et à un pH acide.

Grapes et Palmer (1996) proposent que les roches à corindon, muscovite chromifère, margarite et tourmaline de Westland en Nouvelle-Zélande se sont formées par le métasomatisme intense d'enclaves de schistes quartzofeldspathiques dans une serpentinite sous des pressions de 5-6 kbar et des températures de $450 \pm 20^\circ C$ (figure 19). Ces roches sont dénommées "goodeletite" ; les teneurs en Cr_2O_3 du corindon sont comprises entre 0,5 et 13,0 % poids. La formation de ces corindons a impliqué une réduction de masse (78 %) et de volume (83 %) de la roche avec un appauvrissement en Si, Ca, K, volatiles et Sr et un enrichissement en Al.

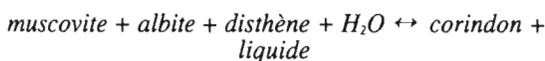
De même, les schistes à pyrophyllite et corindon de Caroline du Sud (Ranson, 2000) se sont formés lors du métamorphisme d'un protolithe alumineux à pyrophyllite, diaspore et calcite, probablement à l'Ordovicien, selon la réaction :



6. Anatexites

Des anatexites à corindon ont été décrites dans les formations précambriennes de Tanzanie, à proximité de Morogoro (Altherr *et al.*, 1982) et dans les formations du Lewisien du Nord-Ouest de l'Ecosse (Cartwright et Barnicoat, 1986).

Les anatexites à corindon de Tanzanie sont en fait des gneiss anatectiques formés de plusieurs domaines (Altherr *et al.*, 1982) : (1) un gneiss à grain moyen avec les assemblages albite + muscovite + phlogopite + corindon et albite + disthène ou sillimanite + phlogopite et accessoirement rutile et baddéleyite ; (2) un gneiss à gros grains avec des nids à corindon et antiperthite et, comme phases mineures, albite, muscovite, phlogopite, rutile, baddéleyite et tourmaline. Les assemblages à albite + muscovite + phlogopite + corindon sont interprétés comme des restites tandis que ceux à disthène ou sillimanite sont considérés comme des paléosomes. Ces anatexites se seraient formées dans des conditions d'activité de l'eau $a_{H_2O} = 1$, pression fluide (H_2O) de 7,7 kbar et température de $695^\circ C$. Le remplacement du disthène par l'assemblage corindon + antiperthite peut être expliqué par une réaction du type :



Cartwright et Barnicoat (1986) décrivent des roches litées, alumineuses, à corindon et riches en muscovite, en Ecosse. Ce sont des gneiss à mica blanc formant une série de boudins discontinus, d'épaisseur inférieure ou égale à 1 m, dans des gneiss semi-pélitiques à quartz - plagioclase - biotite - grenat - amphibole \pm muscovite. L'assemblage supposé stable dans les conditions du pic de métamorphisme comprend des cristaux de staurotite centimétriques et des porphyroblastes de corindon bleu pâle subautomorphes et disthène (5-10 % du total) dans une matrice de mica blanc (85-90 %) et de plagioclase (5-10 %), avec quelques opaques et du zircon. Cartwright et Barnicoat (1986) suggèrent que les ségrégations felsiques représentent les produits anatectiques et que les boudins micacés à corindon sont les restites de cette anatexie. Les conditions du pic de métamorphisme sont estimées à une température de $900-925^\circ C$ et une pression supérieure à 11 kbar.

Conclusions

Les gisements de corindon en contexte métamorphique sont très nombreux et de types différents, tant du point de vue de la lithologie des roches-hôtes que des conditions thermobarométriques et des mécanismes de leur formation.

Ces gisements sont associés aux ceintures orogéniques panafricaines d'âges compris entre 700 et 600 Ma (ceinture du Mozambique, Sri Lanka, Madagascar, figure 25) ayant été affectées par plusieurs épisodes de métamorphisme de haut grade, et dans la chaîne himalayenne qui a subi un fort métamorphisme lors de la collision entre les plaques indiennes et eurasiennes (âges inférieurs à 53 Ma).

Outre les gisements dans les marbres et quelques gisements particuliers comme ceux du Sud de Madagascar, de la rivière Umba en Tanzanie ou encore de Sumjam au Cachemire, très peu de gisements métamorphiques primaires sont exploités, en raison de la faible quantité de corindons gemmes. Cependant, ces gisements primaires constituent des sources importantes pour les gisements secondaires, plus faciles d'exploitation, où les pierres, après transport, sont débarrassées des parties les plus fracturées.

Les corindons des placers



Vue générale du placer à rubis de Khoan Thong en 1998. Ce gisement fut exploité de 1989 à 1995. Remarquer le relief karstique caractéristique de la région de Luc Yen - Photo : G. Giuliani.



L'ancien placer à corindon gemme de Ho Ty (Billion Hill Mine) dans le district minier de Quy Chau, Viêt-nam central. Cette mine fut exploitée par plus de 10 000 mineurs indépendants de 1989 à 1990. Photo : G. Giuliani.

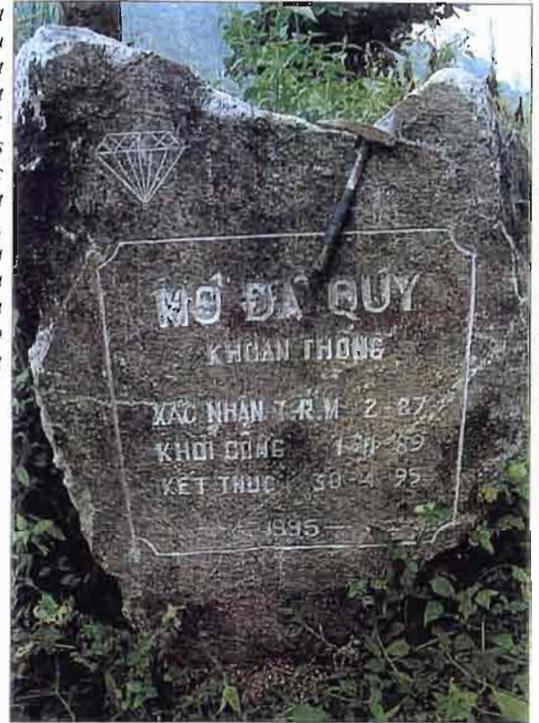


Exploitation des placers à saphir dans les basaltes situés près de la frontière entre la Thaïlande et le Cambodge. Photo : D. Schwarz.

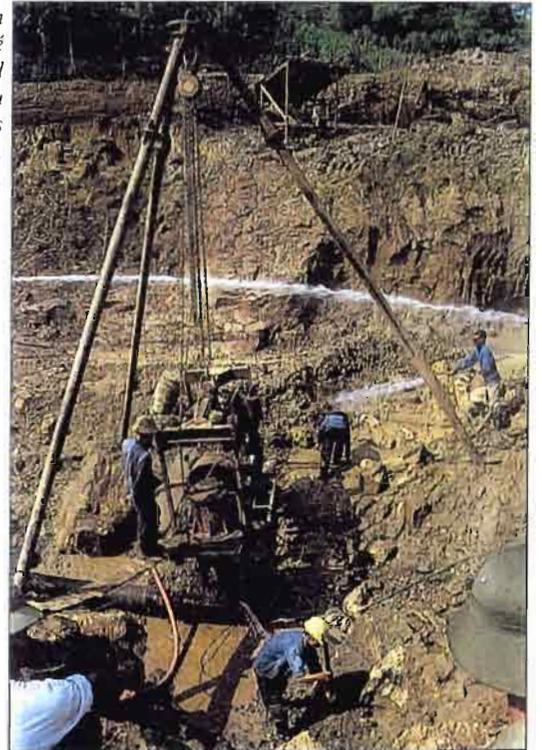


Exploitation mécanisée dans le placer éluvial à saphir de Bang Kacha, Thaïlande du Sud-est - Photo : D. Schwarz.

Siècle commémorant l'exploitation du premier gisement de rubis découvert au Viêt-nam : Khoan Thong dans la région de Luc Yen. Découvert en février 1987, exploité du 1/11/1989 au 30/04/95 par la Société Vinegemco qui a extrait 244 kg de rubis gemme. Photo : G. Giuliani.



Exploitation par la société Yen Bai Gem and Gold Company du placer à rubis de Tan Huang, région de Yen Bai. Photo : G. Giuliani.



Activités minières dans les placers alluviaux à saphir de la région de Ratnapura. Sri Lanka - Photo : D. Schwarz.

Garnier V., Giuliani Gaston, Ohnenstetter D., Schwartz D.
(2004)

Les gisements de corindon : classification et gènes

Le Règne Minéral, (55), 7-35

ISSN 1259-4415