

Le cœur alcalin du complexe du Messum

Simon Blancher

(Conférence donnée dans le cadre de l'A.M.S. le 8 novembre 2008)

I. Le complexe du Messum

1. Originalité du complexe
2. Les modèles géochimiques de formation

II. Evolution pétrologique de la série à néphéline

1. Un assemblage minéralogique précoce
2. Des réactions péritectiques
3. Une fin d'évolution peralcaline
4. Une deuxième série à néphéline

III. Evolution pétrologique de la série à quartz : relations roches sur- et sous-saturées en silice

1. Les différents faciès
2. Aucune trace de la minéralogie précoce des roches à néphéline
3. Une évolution différente des clinopyroxènes
4. Une évolution différente des amphiboles
5. Des minéraux tardifs à terres rares

Conclusions

I. Le complexe du Messum

Le complexe du Messum se situe sur la côte Atlantique au nord-ouest de la Namibie. Il appartient à la province magmatique du Paraná-Etendeka qui s'étend de part et d'autre de l'Atlantique, en Amérique du sud (Paraná) et en Namibie/Angola (Etendeka). La province de l'Etendeka comprend 80 000 km² de laves exposées, et une série d'intrusions alignées parallèlement à un réseau de faille nord-est / sud-ouest, parmi lesquels le Brandberg, Erongo, les Spitzkoppe et Okenyena.

L'ensemble de ces intrusions est daté du début du Crétacé inférieur. Le socle sur lequel se mettent en place les laves de l'Etendeka et dans lequel s'insèrent les complexes associés est composé principalement de deux unités :

- Le socle Damara constitué d'épaisses séries détritiques et parfois carbonatées protérozoïques fortement plissées par l'orogénèse pan-africaine (ici Damara), et de granites généralement per-alumineux post-orogéniques datés entre 590 et 460 Ma (Porada, 1989 ; Jung et al., 2003).
- Les séries sédimentaires détritiques et carbonatées du Karoo (faisant partie des terrains post-Damara), datées de la fin du Carbonifère et du Permien (Wanke, 2000), posées à l'horizontal sur les séries plissées du Damara. Au-dessus des terrains Karoo, on trouve une couverture cénozoïque et la couverture sableuse récente.

Le complexe du Messum est entouré par les laves du Goboboseb, dont une partie est supposée avoir été émise par le complexe (Milner et Ewart, 1989). Il n'a fait l'objet que des études pétrologiques de Korn et Martin (1954) et Mathias (1957), ces deux études anciennes ne contiennent ni analyses de minéraux, ni étude détaillée des évolutions minéralogiques. Plus récemment, Ewart et al. (1998) et Harris et al. (1999) ont publié des données géochimiques respectivement élémentaires et isotopiques sur le strontium, le néodyme et l'oxygène.

1. Originalité du complexe

Une des grandes originalités du complexe du Messum est qu'il est formé de trois grandes unités de chimie très différentes :

- une unité tholéitique constituée de gabbros et diorites,
- une unité de roches alcalines à quartz,
- une unité de roches à néphéline.

Comme le montre la carte géologique du complexe (Fig. 1), ces trois unités forment des anneaux concentriques.

L'unité externe correspondant aux gabbros tholéitiques forme deux puissantes barres massives ayant un relief de 200m au nord et à l'ouest du complexe, et de nombreuses petites rides peu élevées au sud-est. Dans cette partie, les gabbros en fins feuillets alternent avec des lames de granite. Cette différence morphologique est accompagnée d'une différence minéralogique. Au nord et à l'ouest, les gabbros ont un caractère d'accumulats à olivine, clinopyroxène et plagioclase, alors que la biotite et l'orthopyroxène se développent au sud-est. Cette différence n'est pas toujours très nette entre ces deux coté du massif.

L'unité intermédiaire est composée de syénites alcalines à quartz. L'ensemble dessine un anneau régulier mais non continu à l'affleurement d'environ un kilomètre de large. Ces syénites forment des reliefs assez importants atteignant 150 mètres. Dans le détail, à l'intérieur de chaque partie affleurant, on distingue des variations de faciès, de taille de grain et des différences de compositions minéralogique, mais sans qu'il soit possible de mettre en évidence une zonation de l'ensemble. A certains endroits on observe clairement deux faciès qui se mélangent, l'un clair, l'autre sombre, et qui sont des syénites à quartz respectivement pauvres et riches en ferromagnésiens (voir description pétrologique de la série alcaline à quartz).

L'unité interne est composée de roches alcalines à néphéline. On y trouve de nombreux faciès aussi différents que des théralites, des syénites à néphéline et sodalite, des essexites, néphélinites, et monzodiorites à néphéline (ici appelées syénites à plagioclase). Les variations semblent très rapides : brutales ou sur quelques mètres, mais sans limites nettes avec toutes sortes d'intermédiaires et ne pouvant être cartographiés, à l'exception partielle des théralites. Au centre, quatre petites collines nommées « Hill 1 » à « Hill 4 » par Harris et al. (1999) sont peut-être des intrusions distinctes (Harris et al., 1999) cependant ce dernier reconnaît qu'il est difficile, voir impossible, de le montrer.

Dans la moitié Est du massif, quelques collines à relief important apparaissent comme un vaste panneau complexe comportant des cornéennes volcaniques, des intrusions à grain fin, des laves basaltiques à rhyolitiques, des débris pyroclastiques, et des roches sédimentaires (Harris et al., 1999).

Ce panneau est pincé entre les syénites à quartz et les gabbros tholéitiques et atteste de la mise en place à faible profondeur du massif.

Sur le terrain, il est possible de dater relativement ses trois unités, puisque les syénites à quartz recoupent clairement l'unité tholéitique, et qu'elles sont recoupées par de nombreux filons de roches à néphélines. On observe donc trois phases magmatiques successives de compositions chimique très différentes.

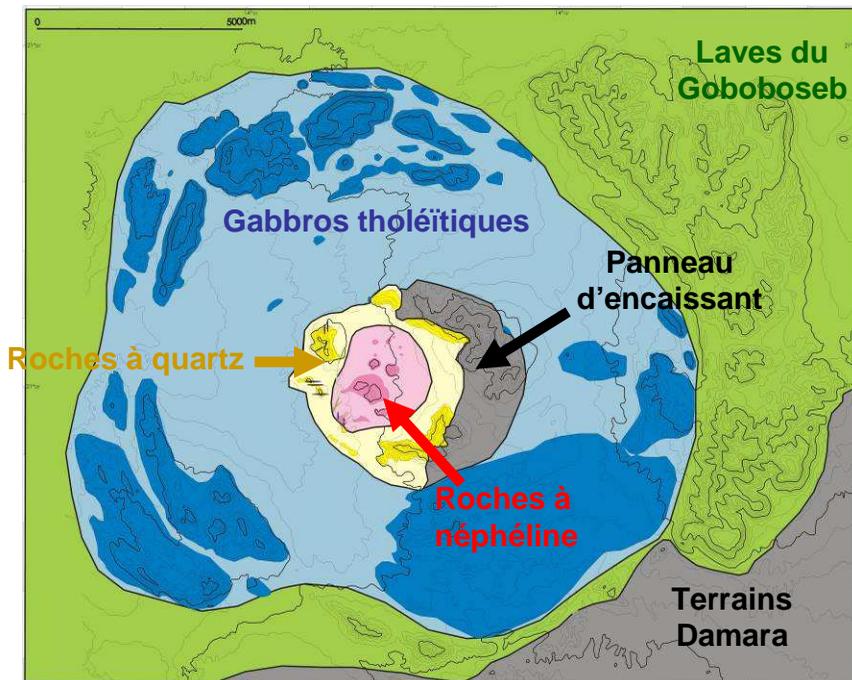


Fig. 1 : Carte géologique du complexe du Messum. Pour les trois grandes unités du complexe (gabbros tholéitiques, roches alcalines à quartz et à néphéline), Les teintes foncées correspondent aux affleurements, les teintes claires à des zones recouvertes par le sable.

La présence de roches tholéitiques et de roches alcalines au même endroit est généralement expliquée par une remontée de deux types de magmas très différents, guidé par un même réseau de faille. La coexistence de roches alcalines sur- et sous-saturées en quartz dans le Messum, comme à d'autres endroits du monde (Mt Brome-Québec, Mt Shefford-Québec, Marangudzi-Zimbabwe, Kangerlussuaq-Goenland, Abu Khruq-Egypte...) a par contre

soulevé un débat : existe-t-il un lien génétique entre ces deux grands ensembles ?

2. Les données géochimiques

Sur la base des rapports isotopiques du strontium, du néodyme et de l'oxygène, Harris et al. (1999), proposent une réponse à cette question. Ces rapports isotopiques ont des valeurs proches de celles du manteau pour les roches à néphéline, surtout les plus basiques (Harris et al., 1999). Les roches à quartz, ont des rapports isotopiques décalés vers les valeurs attendues de la croûte continentale.

Harris et al. Proposent donc que les magmas de type "syénites à quartz" dérivent d'un magma sous-saturé en silice contaminé par la croûte continentale riche en silice. Ce type de modèle a été également proposé par Foland et al. (1993) dans le complexe de Marangudzi (Zimbabwe). Quand on reporte les analyses roches totales de ce complexe dans un diagramme néphéline-kalsilite-quartz (Fig. 2), on constate effectivement qu'un mélange magmatique entre un liquide de composition sous-saturée en silice proche du joint albite-orthose et un liquide de la composition de l'eutectique granitique (m1) permet de rendre compte des compositions des syénites à quartz.

Les analyses du Messum (Harris et al., 1999) sont, sur le même diagramme, nettement plus bas, au moins pour les syénites à néphéline. Les faciès les plus évolués (syénites à sodalite), les plus proches du joint albite-orthose, sont trop froids pour être contaminés de façon importante par la croûte continentale (par un processus de fusion et assimilation) sans cristalliser complètement. Pour produire un liquide de la composition d'une syénite à quartz à partir d'une composition de syénite à néphéline avec contamination par un liquide granitique comme dans le modèle de Foland et al. (1993), il faut envisager des taux de contamination de l'ordre de 50% ce qui est hautement improbable.

Les relations entre ces deux séries magmatiques posent donc un problème qui n'a pas été résolu de façon satisfaisante jusqu'à présent. A la base de cette étude, nous avons pensé que l'étude fine des minéraux et de leurs évolutions, ainsi que des réactions observées en lame mince pouvaient nous aider à comprendre ce phénomène. Nous allons donc décrire les évolutions des roches à néphéline puis de celles à quartz.

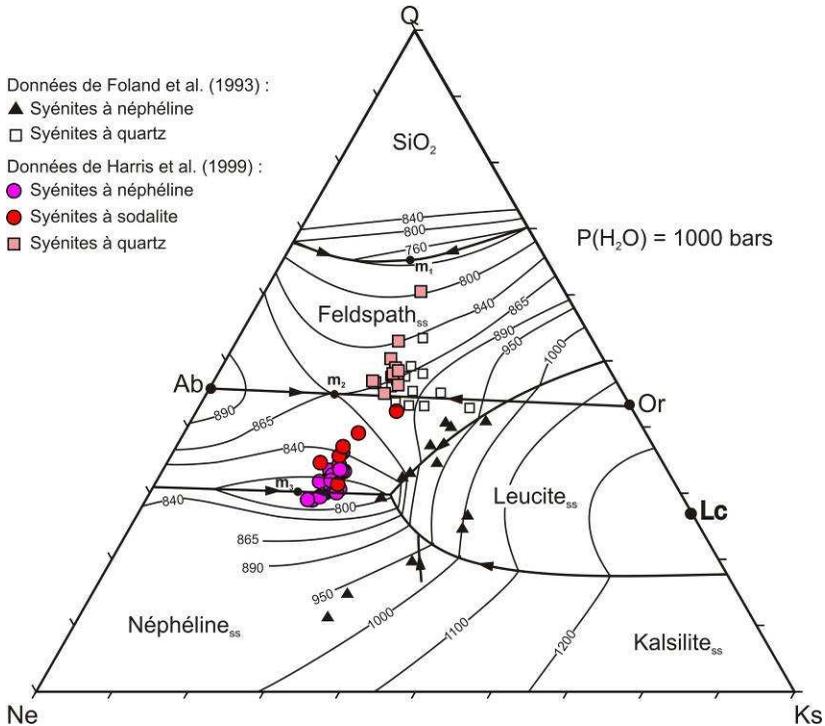


Fig. 2 : Norme des analyses des roches totales du complexe de Marangudzi (Zimbabwe, Foland et al., 1993) et du Messum (Harris, 1999), projetée dans un diagramme néphéline-kalsilite-quartz. Les points m1, m2 et m3 représentent respectivement les eutectiques des systèmes granitiques, feldspathiques et phonolitiques. Ne : néphéline, Ks : kalsilite, Q : quartz, Ab : albite, Or : orthose, Lc : leucite.

II. Evolution pétrologique de la série à néphéline

La série des roches à néphéline comprend de nombreux faciès, que l'on distingue par l'apparition ou la disparition d'une phase majeure. On observe donc :

- des théralites (olivine, clinopyroxène, plagioclase, pargasite et néphéline),
- des essexites (clinopyroxène, plagioclase, pargasite et néphéline),
- des syénites à plagioclase (clinopyroxène, plagioclase, pargasite, néphéline et feldspath alcalin),
- des syénites s.s. (clinopyroxène, pargasite, néphéline et feldspath alcalin),

- et des syénites à sodalite (clinopyroxène, néphéline, feldspath alcalin et sodalite).

Dans l'ensemble de la série, on observe donc la disparition de l'olivine, du plagioclase et de l'amphibole pargasitique, et l'apparition du feldspath alcalin et de la sodalite. Deux minéraux sont présents dans tous les faciès : la néphéline et le clinopyroxène. Si la composition de la néphéline change progressivement au cours de cette histoire, il n'en est pas de même pour le clinopyroxène. En effet, il est très alumineux dans les termes les plus basiques, et devient très pauvre en aluminium brusquement. Ce minéral présent dans tous les faciès ne peut être considéré comme ayant cristallisé de façon continue.

La séquence de cristallisation a été reconstruite en s'appuyant sur une étude pétrologique très détaillée.

1. Un assemblage minéralogique précoce

Pour étudier les phases les plus précoces de cette série, il nous faut regarder celles que l'on trouve dans les roches les plus basiques : les théralites. La première phase à apparaître est le spinelle, que l'on retrouve en inclusion dans l'olivine et le clinopyroxène alumineux. Le fait qu'on ne le retrouve que dans cette situation, protégé du liquide par une autre phase, montre qu'il disparaît très vite, probablement par réaction. Son évolution, difficile à suivre, nous apporte peu d'informations sur l'évolution de la série dans son ensemble, et c'est pourquoi je n'en parlerai pas ici

L'observation des théralites au microscope nous montre qu'il y a trois phases précoces et automorphes : l'olivine, le clinopyroxène alumineux et le plagioclase (Fig. 3). L'ordre de cristallisation semble être bien établi : olivine, clinopyroxène alumineux, puis plagioclase, ces trois minéraux semblent coexister et se développer à l'équilibre.

L'olivine peut se présenter automorphe et zonée avec un cœur magnésien (FO_{85}) et une bordure plus riche en fer (FO_{55}), ou globuleuse et non zonée, avec une composition égale à celle de la bordure des cristaux zonés. Le clinopyroxène alumineux est très automorphe et zoné, avec des macles en secteur et des exsolutions d'aiguilles de magnétite. La zonation de croissance est due à des variations fines de composition chimique. Le plagioclase est lui aussi zoné avec un cœur calcique atteignant An_{80} , et une bordure de composition An_{40} . Une surcroissance plus sodique et xénomorphe est souvent visible.

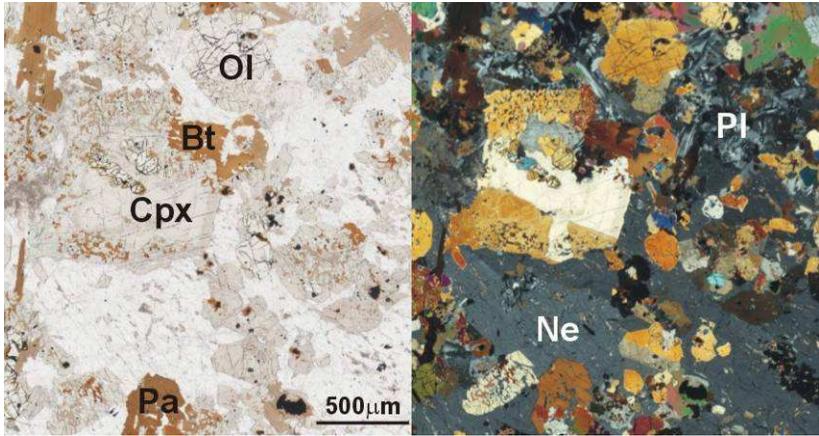


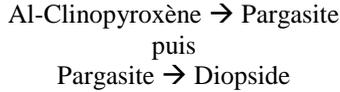
Fig. 3 : Photo d'une lame mince de théralite en lumière polarisée (à gauche) et en lumière polarisée-analysée (à droite). Ol : olivine, Cpx : clinopyroxène, Bt : biotite, Pa : pargasite, Pl : plagioclase, Ne : néphéline.

2. Des réactions péritectiques

Sur ces phases, poussent tardivement d'autres minéraux. L'olivine est toujours entourée d'une auréole de déstabilisation composée de titanomagnétite, de diopside et de phlogopite. Ces produits de déstabilisation sont classiques dans les roches alcalines, et montrent que l'olivine devient instable dans les magmas alcalins, et ce assez tôt dans l'histoire de la cristallisation. Ainsi, dans des roches plus évoluées que les théralites, on observe des amas polycristallins à titanomagnétite diopside et phlogopite, qui sont interprétés comme d'anciennes olivines.

Néanmoins, après cette première phase de déstabilisation de l'olivine, apparaît la pargasite. Cette amphibole pousse soit directement sur l'olivine, soit sur ses produits de déstabilisation (Fig. 4). Il est nécessaire d'impliquer d'autres phases minérales ou liquides pour écrire la ou les réactions mises en jeu. On note que la pargasite est chimiquement assez proche d'un mélange de titanomagnétite, diopside et phlogopite. Si cet assemblage apparaît avant la pargasite, c'est probablement qu'au moment de la déstabilisation de l'olivine, la pargasite n'est pas encore stable.

La pargasite se développe également sur le clinopyroxène alumineux, en formant une auréole assez fine. Sur cette pargasite, pousse un autre clinopyroxène, non alumineux, ayant la composition d'un diopside (Fig. 4). Il y a donc deux réactions successives à caractère péritectique :



que nous ne chercherons pas, ici, à équilibrer.

La néphéline se développe aux dépens du plagioclase, en le corrodant (Fig. 3). Elle forme de grands cristaux englobant toutes les autres phases vues précédemment.

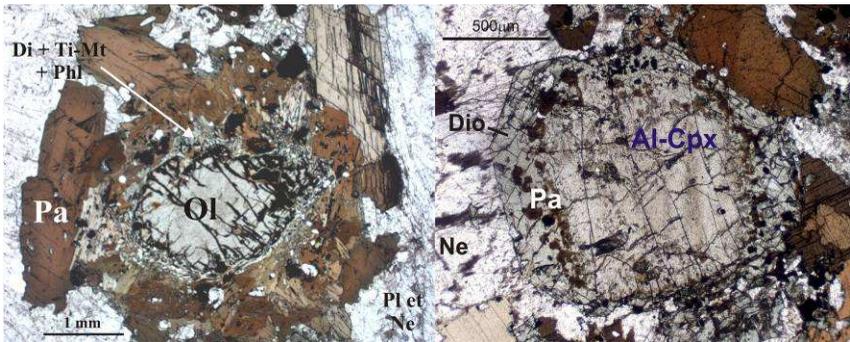
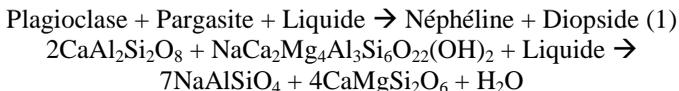


Fig. 4 : Réactions entre les ferromagnésiens dans les roches basiques. Photos en lumière polarisée non analysée. Ol : olivine, Al-Cpx : clinopyroxène alumineux, Di : diopside, Phl : phlogopite, Pa : pargasite, Ti-Mt : titano-magnétite, Ne : néphéline, Pl : plagioclase.

Pour tenter d'équilibrer ces réactions, on doit s'appuyer sur quelques observations. On remarque le développement de symplectites à néphéline et diopside entre la pargasite et le plagioclase (Fig. 5), qui se forme par la cocristallisation de la néphéline et du diopside. Dans un cristal de néphéline, les différents vermicules de clinopyroxène ont la même orientation cristallographique (Fig. 5b). Cette symplectite traduit la réaction par laquelle la néphéline apparaît. Celle-ci peut s'écrire :



C'est cette réaction qui explique le développement du diopside sur la pargasite, et de la néphéline aux dépens du plagioclase. Cette réaction n'est possible qu'en présence d'un liquide apportant les éléments nécessaires à la cristallisation de la néphéline, essentiellement le sodium.

On retrouve aussi exceptionnellement cette réaction dans des roches composées presque exclusivement de plagioclase et de pargasite. On y observe des cristaux centimétriques de néphéline se développant en association avec des aiguilles concentriques de diopside (Fig. 5d). C'est la même réaction (1) qui s'exprime. On observe autour de la néphéline une auréole blanchâtre constituée de plagioclase sodique. Cela prouve que la réaction attaque préférentiellement le plagioclase calcique (anorthite).

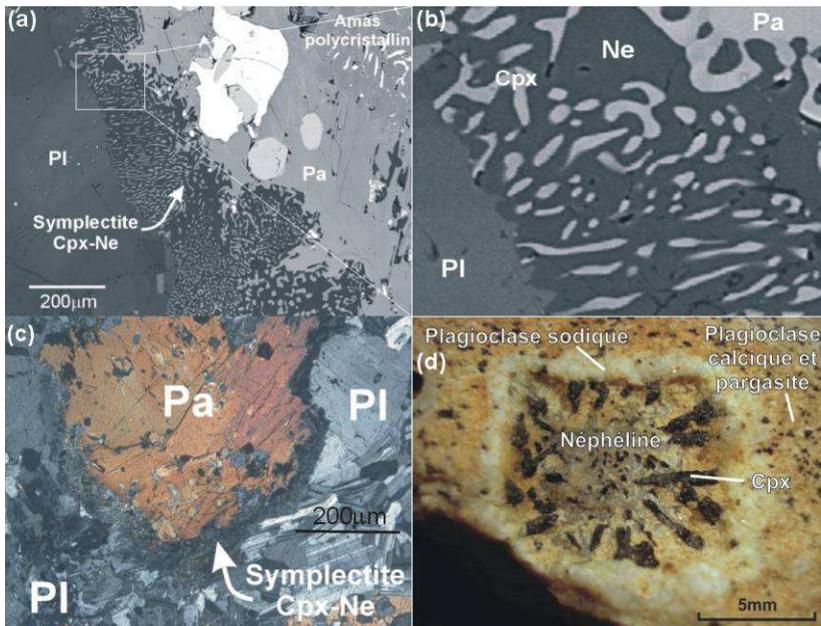


Fig. 5 : Symplectites à diopside et néphéline se formant aux dépens d'un assemblage pargasite-plagioclase. Cpx : clinopyroxène, Pa : pargasite, Ne : néphéline, Pl : plagioclase.

Pour expliquer l'apparition de la pargasite, on va écrire une réaction impliquant toutes les phases précoces, de type :

Olivine + Al-Clinopyroxène + Plagioclase + Liquide → Pargasite (2)

Cette réaction s'arrête à la disparition de l'olivine. A ce niveau, le clinopyroxène alumineux est complètement entouré de pargasite, et n'est donc plus à l'équilibre avec le liquide magmatique.

Pour conclure, on observe dans ces roches à néphéline trois paragenèses successives séparées par deux réactions : une paragenèse à olivine, clinopyroxène alumineux et plagioclase, séparée par la réaction (2) d'une paragenèse à plagioclase et pargasite, elle-même séparée par la réaction (1) d'une paragenèse à néphéline et diopside. Le feldspath alcalin, apparaissant après la néphéline dans les syénites, ne semble pas apparaître par réaction.

3. Une fin d'évolution peralcaline

A cause des différentes réactions minéralogiques vues précédemment, il existe peu de phases minérales présentes dans tous les faciès (des théralites aux syénites à néphéline) qui nous permettraient de suivre une évolution continue dans la série à néphéline. Il en existe néanmoins deux : la néphéline et le diopside (clinopyroxène non alumineux) qui apparaissent des les théralites et deviennent les phases principales des faciès les plus évolués.

Le clinopyroxène non alumineux évolue depuis le pôle diopside dans les théralites vers un enrichissement en fer (Fig. 6). Néanmoins, à partir des syénites à néphéline, et surtout dans les syénites à sodalite, ce clinopyroxène s'enrichit brutalement en sodium pour se rapprocher du pôle acmite. Dans un pyroxène non alumineux, le fait de faire rentrer une proportion d'acmite dans la formule en fait directement un minéral peralcalin. La néphéline n'évolue que faiblement, mais montre également une augmentation du rapport (Na+K)/Al traduisant le développement d'un caractère peralcalin de la roche.

Cette évolution tardive peralcaline est typique d'autres complexe peralcalins à néphéline décrits, notamment par Stephenson (1972) (Fig. 6).

Les analyses sur les roches totales ne montrent pas cette tendance peralcaline. Elle n'est notable ici que par une étude fine minéralogique.

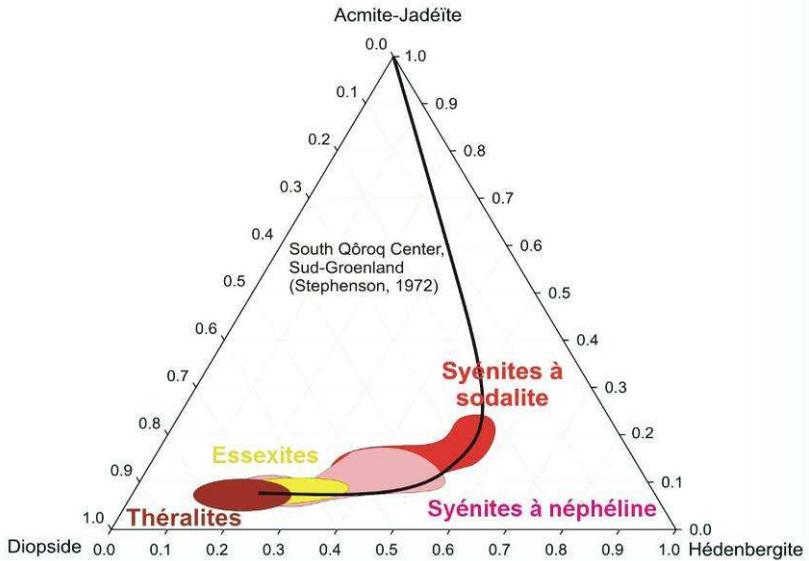


Fig. 6 : Evolution des clinopyroxènes non-alumineux dans les roches à néphéline projetée dans un diagramme Diopside-Hédenbergite-Acmité.

Les roches peralcalines contiennent souvent des minéraux particuliers comme le pyrochlore et la wohlérite. Jamais décrits dans le Messum, ils ont été trouvés dans les syénites à néphéline les plus évoluées (syénites à sodalite) ce qui est un indice supplémentaire de la tendance peralcaline (Fig. 7).

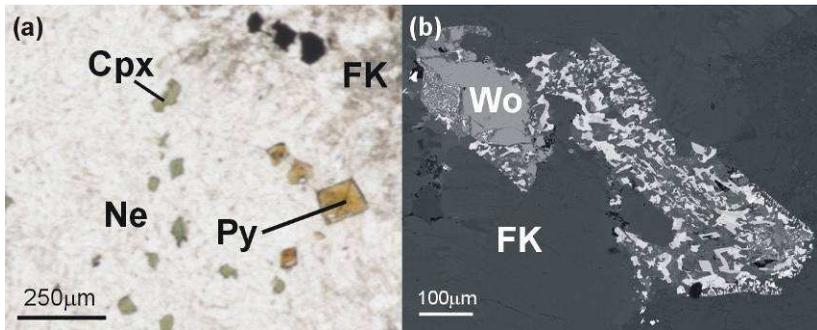


Fig. 7 : Minéraux typiques des roches peralcalines dans les syénites à néphéline : pyrochlore et wohlérite. Cpx : clinopyroxène, Ne : néphéline, FK : feldspath potassique, Py : pyrochlore, Wo : wohlérite. (a) Photo en lumière polarisée non analysée, (b) Image MEB.

4. Une deuxième série à néphéline

L'évolution minéralogique et l'ordre de cristallisation des phases dans les roches à néphéline que nous avons vu jusqu'à présent sont bien établies. Néanmoins, parmi les roches à néphéline, il en est qui ne rentre pas dans cette évolution. Elles sont minéralogiquement et chimiquement très différentes.

Parmi ces roches, on trouve des néphélinites, c'est-à-dire des roches contenant de la néphéline mais pas de feldspaths. Elles contiennent aussi de l'olivine et du clinopyroxène alumineux. Ce sont des roches basiques, mais très différentes des théralites dans lesquelles le plagioclase est très important.

On trouve aussi des syénites qui sont, elles, chimiquement peralcalines. Le clinopyroxène qu'elles contiennent est de l'acmite pure. Elles contiennent aussi des minéraux accessoires particuliers de la même famille que la wohlérite : des lavénites.

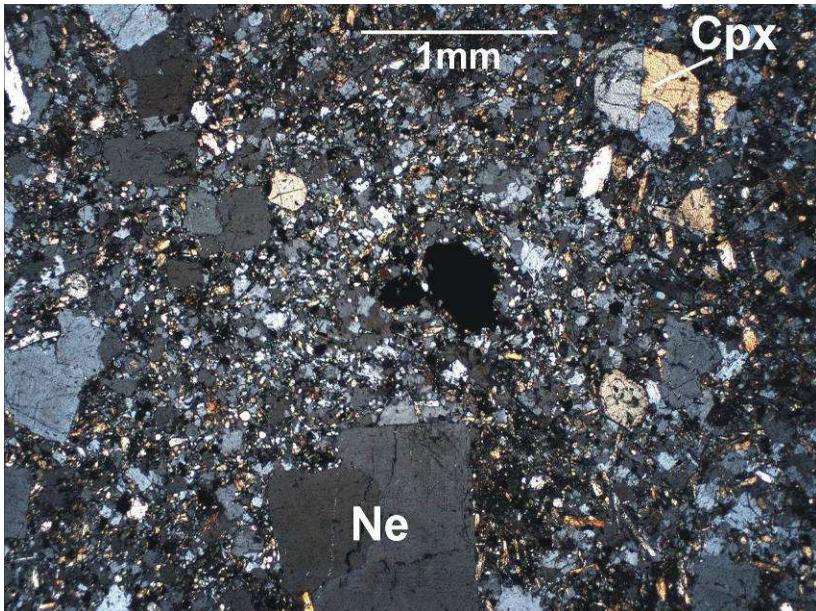


Fig. 8 : Photo en lumière polarisée analysée d'une néphéline. Ne : néphéline, Cpx : Clinopyroxène.

III. Evolution pétrologique de la série à quartz : relations roches sur- et sous-saturées en silice

La série alcaline à quartz présente également une évolution minéralogique qui peut permettre de discuter l'existence éventuelle d'un lien entre les deux séries. En effet, si la série à quartz dérive de la série à néphéline comme le propose Harris et al. (1999) et Foland et al. (1993), alors nous pouvons espérer y trouver des points communs de nature minéralogique.

1. Les différents faciès

Dans tout cet ensemble de roches alcalines à quartz on observe du feldspath alcalin perthitique, un clinopyroxène non alumineux et du quartz. On peut néanmoins définir plusieurs faciès, eux aussi basés sur les phases minérales présentes ou absentes. Ainsi, nous distinguons :

- Des syénites à plagioclase, à grain fin avec des phénocristaux de plagioclase, et contenant une amphibole de type édénite verte. Ce sont les roches les plus basiques de la série,
- Des syénites à fayalite, contenant une amphibole un peu plus évoluée, mais toujours proche du pôle édénite, et généralement du plagioclase,
- Des syénites à riébeckite, à gros grains, contenant généralement deux amphiboles, une de type richtérite verte, et l'autre plus tardive de type riébeckite bleue. Ce sont les faciès les plus évolués de la série,
- Et des syénites intermédiaires contenant plagioclase et riébeckite, ou aucune de ces deux phases.

Les relations entre ces faciès sont compliquées, et on les trouve souvent impliqués dans des figures de mélange (Fig. 9). Les faciès les plus basiques, apparaissant noirs sur le terrain, sont généralement en enclaves ou en filons dans les faciès les plus évolués. Ces filons sont délamés et fragmentés, comme s'ils s'étaient mis en place dans un environnement partiellement fondu, et se seraient plus ou moins mélangés avec l'encaissant. Ces figures suggèrent que l'ensemble de ses roches s'est probablement mis en place sur un temps très court.

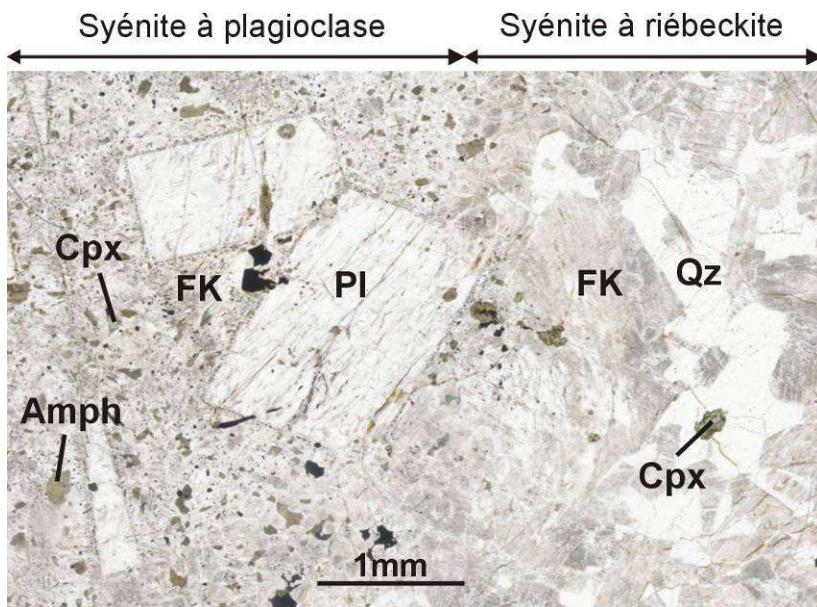


Fig. 9 : Photo en lumière polarisée d'une lame mince montrant un contact entre une syénite à plagioclase et une syénite à riébeckite.

2. Aucune trace de la minéralogie précoce des roches à néphéline

C'est dans les faciès les plus basiques qu'il faut chercher des minéraux pouvant ressembler à ceux trouvés dans les roches à néphéline. On n'y trouve n'y olivine ou trace d'olivine, ni de clinopyroxène alumineux. Le plagioclase a une composition comprise entre An_{25} et An_{15} et forme de grandes plages non zonées. Ces compositions ne se trouvent pas dans les roches à néphéline, ou alors juste dans de fines auréoles tardives, mais en aucun cas en grands cristaux homogènes.

Il n'y a donc, dans les roches à quartz, aucune trace de la minéralogie précoce des roches à néphéline. Néanmoins, ces roches possèdent en commun un pyroxène non alumineux et une ou plusieurs amphiboles, dont nous allons comparer la chimie.

3. Une évolution différente des clinopyroxènes

En plaçant sur un même diagramme les analyses des clinopyroxènes non alumineux des deux séries, on observe facilement des différences assez nettes (Fig. 10). Il n’y a aucun recouvrement entre les domaines de variation dans les deux ensembles, les pyroxènes des roches à quartz se situant nettement en dessous de ceux des roches à néphélines. Les pyroxènes des roches basiques à quartz ne se raccordent pas à ceux de la série à néphéline.

Dans l’ensemble de la série à quartz, on distingue deux évolutions différentes, à partir des roches basiques. Une qui va vers le pôle hédénbergite sans enrichissement en acmite, et l’autre qui s’enrichit nettement en acmite. La première est donc moins peralcaline que la seconde. On peut expliquer cette différence par une petite différence de composition chimique du liquide magmatique au départ, qui va privilégier soit le plagioclase (le sodium est intégré dans le plagioclase et non dans le pyroxène), soit le pyroxène (sans plagioclase, c’est le pyroxène qui incorpore le sodium).

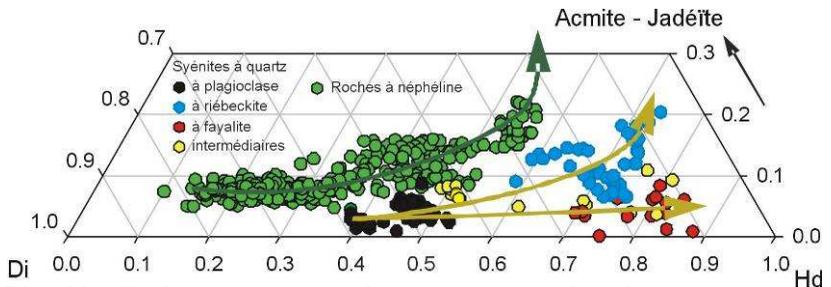


Fig. 10 : Evolution comparée des compositions des clinopyroxènes non alumineux dans les roches à quartz et à néphéline, dans un diagramme Diopside-Hédénbergite-Acmite.

4. Une évolution différente des amphiboles

Une amphibole verte est présente dans tous les faciès. Dans les roches à néphéline, la pargasite est brune. Sur cette amphibole verte, pousse tardivement une amphibole bleue dans les faciès “à riébeckite” (Fig. 11).

L’amphibole verte a une composition proche du pôle édénite dans les faciès les plus basiques, puis s’enrichit en silicium et sodium pour se rapprocher de la composition d’une richtérite dans les faciès les plus évolués (Fig. 12). Cette évolution est peralcaline, mais ce caractère est amplifié par l’apparition de la riébeckite qui est nettement plus peralcaline que la

richtérite. Elle n'est présente que dans les roches les plus évoluées sur la courbe d'évolution vue précédemment, contenant des clinopyroxène alcalins.

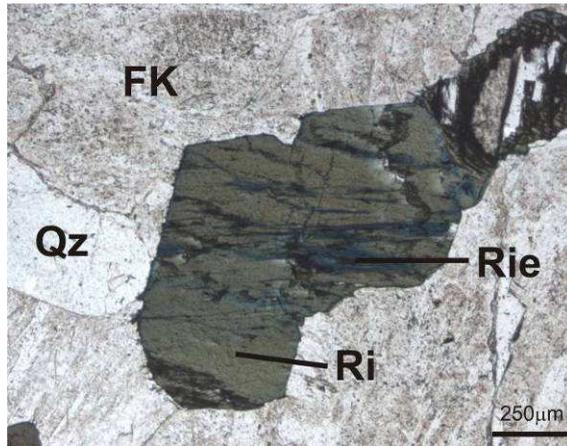


Fig. 11 : *Riébeckite bleue poussant sur une richtérite verte dans une syénite à quartz. FK : feldspath potassique, Qz, quartz, Rie : riébeckite, Ri : richtérite.*

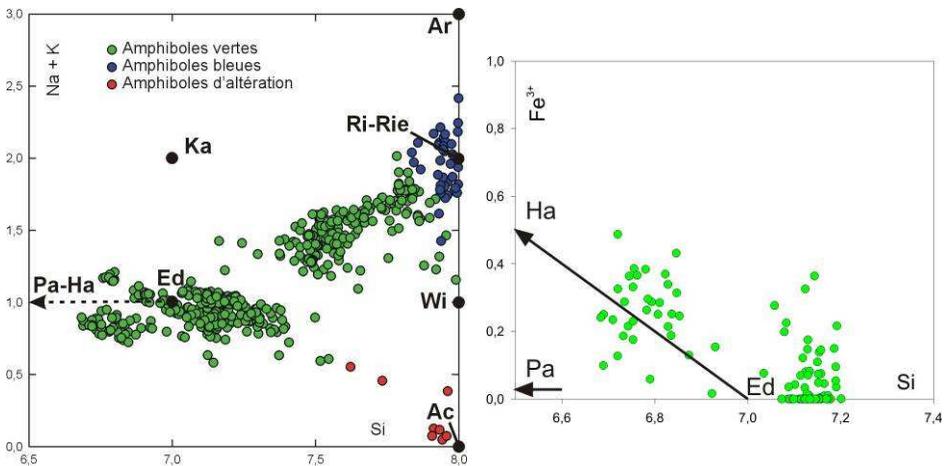


Fig. 12 : *Evolution des amphiboles dans les roches à quartz. Pa : pargasite, Ha : hastingsite, Ed : édénite, Ka : katophorite, Ar, Arfvedsonite, Ri : richtérite, Rie : riébeckite, Wi : winchite, Ac : actinote.*

Les amphiboles des roches les plus basiques sont moins siliceuses que l'édénite, et pourraient donc se rapprocher du pôle pargasite présent dans les roches à néphéline, qui contient 6 Si par formule structurale. Néanmoins, sur le graphique de droite de la figure 12, on constate que cette perte de silice n'est pas compensée par de l'aluminium (comme dans la pargasite), mais par du fer trivalent. Les amphiboles évoluent vers le pôle hastingsite et ne se raccordent donc pas à celles des roches à néphéline.

Quelques-unes de ces amphiboles sont altérées ou cristallisent dans des conditions hydrothermales (vacuoles, fissures...). Elles ont des compositions d'actinote, et traduisent un lessivage tardif des roches.

En conclusion sur cette série, si on regarde tous les minéraux principaux de ces roches, aucun ne ressemble à ceux de la série à néphéline, et aucune relique de cette série n'est retrouvée. Si c'est deux séries sont génétiquement liées, il faudrait créer un modèle de contamination crustale des magmas à néphéline par la croûte continentale qui ne laisse aucune trace des liquides d'origine, ce qui n'est pas très raisonnable.

5. Des minéraux tardifs à terres rares

Dans cette série à quartz, des minéraux accessoires particuliers, jamais décrits dans le Messum, mais souvent associés aux séries peralcalines ont été décrits. Outre le pyrochlore, le minéral qui y apparaît de façon spectaculaire est la chevkinite. Elle présente un cœur de composition chimique très proche de celle du pôle théorique de la chevkinite, et une bordure très zonée, aux macles complexes, et dont la composition s'en écarte largement.

Ces phases peuvent contenir jusqu'à 45% d'oxydes de terres rares, du niobium, du thorium, et une grande quantité d'éléments chimiques. La désintégration radioactive du thorium crée des auréoles dans les minéraux porteurs, comme l'amphibole, et des fractures dans les quartz voisins.

Ce minéral, peu décrit de façon satisfaisante, semble avoir un domaine de composition assez grand. Dans les roches du Messum, de nombreux exemples très variés peuvent permettre de comprendre les conditions de cristallisation de ces curiosités.

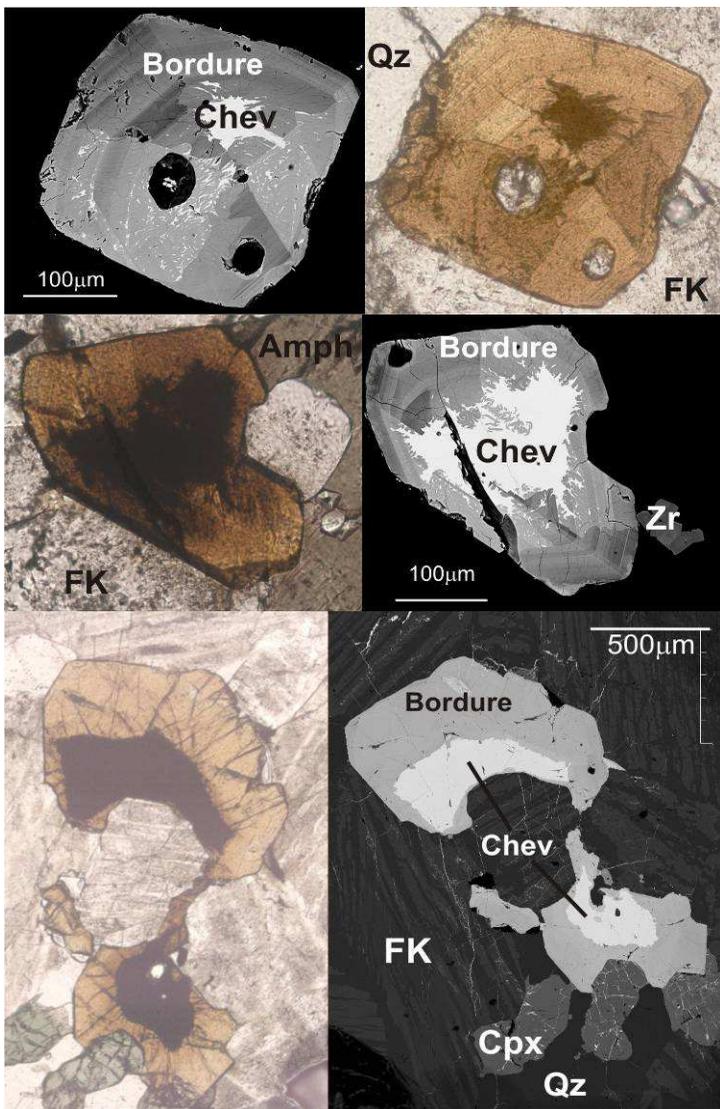


Fig. 13 : Images MEB et photos en lumière polarisée non analysée de chevkinites. On note un cœur noir sur les photos et blanc sur les images MEB très différents d'une bordure à la zonation complexe et aux macles multiples. Chev : chevkinite, FK : feldspath potassique, Amph : amphibole, Zr : zircon, Cpx : clinopyroxène, Qz : quartz.

Conclusions :

Cette étude minéralogique précise des roches du Messum a permis de comprendre l'évolution des deux séries alcalines. La succession des minéraux, bien identifiée par l'étude des lames minces, montre une tendance peralcaline claire des deux séries, ce qui n'avait pas été possible lors des études géochimiques sur roches totales.

Cette étude permet aussi de répondre à la question posée par les modèles géochimiques : y a-t-il un lien génétique entre ces deux séries ? Il n'y a aucun lien minéralogique entre ces deux ensembles, qui semblent suivre des évolutions très différentes. Le fait que certains facteurs géochimiques soient comparables (rapports isotopiques du Sr, Nd et O) ne suffit pas à prouver que les roches à quartz dérivent des roches à néphélines par contamination crustale. De plus, on ne connaît à l'affleurement aucun contaminant pouvant rendre compte des modifications chimiques. Il semble donc que ces deux séries alcalines soient présentes au même endroit uniquement grâce à un réseau de failles (ou conduits) emprunté par les différents magmas, y compris les tholéitiques.

Les nombreuses phases accessoires rares décrites dans le Messum méritent un intérêt particulier : 1) pour comprendre les évolutions géochimiques des roches totales car ce sont les porteurs principaux de nombreux éléments en traces notamment les terres rares, 2) afin de préciser leurs domaines de variation et leurs conditions de formation.

Bibliographie :

- Ewart A., Milner S. C., Armstrong R. A. and Duncan A. R., 1998, Etendeka volcanism of the Goboboseb Mountains and Messum Igneous Complex, Namibia. Part II : Voluminous quartz latite volcanism of the Awahab Magma System, *Journal of Petrology*, vol. 39, p. 227-253.
- Foland K. A., Landoll J. D., Henderson C. M. B. and Jiangfeng C., 1993, Formation of cogenetic quartz and nepheline syenites, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57, p. 697-704.
- Harris C., Marsh J. S. and Milner S. C., 1999, petrology of the alkaline core of the Messum igneous complex, Namibia : evidence for the progressively decreasing effect of crustal contamination, *Journal of Petrology*, vol. 40, n°9, p. 1377-1397.
- Jung S., Mezger K. and Hoernes S., 2003, Petrology of basement-dominated terranes, II. Contrasting isotopic (Sr, Nd, Pb and O) signatures of basement-derived granites and constraints on the source region of granite (Damara orogen, Namibia), *Chemical Geology*, vol. 199, p. 1-28.
- Korn H. and Martin H., 1954, The Messum igneous complex in south-west Africa, *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, vol. 57, p. 83-122.
- Mathias M., 1957, The geochemistry of the Messum igneous complex, south-west Africa, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 12, p. 29-46.
- Milner S. C. and Ewart A., 1989, The geology of the Goboboseb Mountain volcanics and their relationship to the Messum Complex, Namibia, *Communs geol. Surv. Namibia*, vol. 5, p. 31-40.
- Porada H., 1989, Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil, *Precambrian Research*, vol. 44, p. 103-136.
- Stephenson D., 1972, Alkali clinopyroxènes from nepheline syenites of the South Qôroq Centre, South Greenland, *Lithos*, vol. 5, p. 187-201.
- Wanke A., 2000, Karoo-Etendeka unconformities in NW Namibia and their tectonic implications, *Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades des Bayerischen Julius-Maximus-Universität, Würzburg*, 116p.

Annexes photographiques



Image satellitaire des complexes du Brandberg et du Messum.



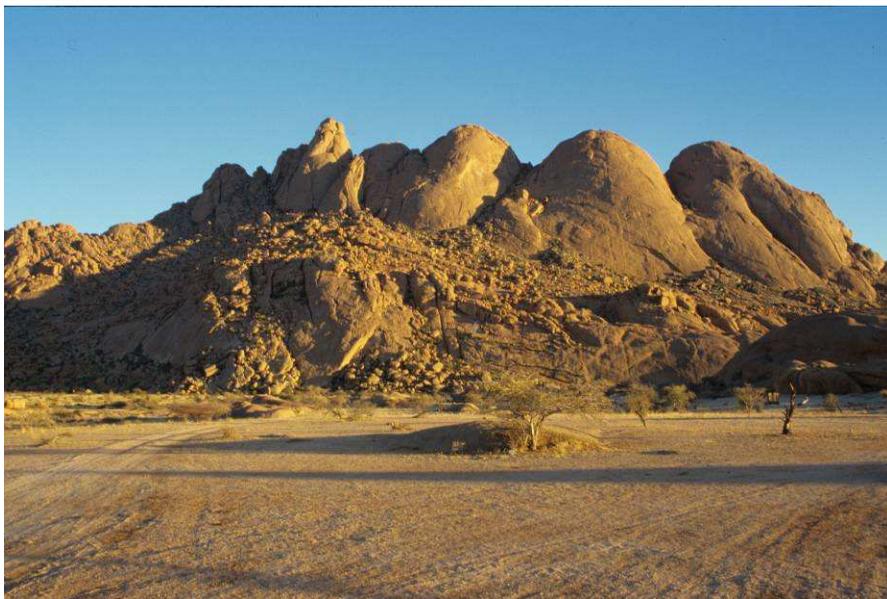
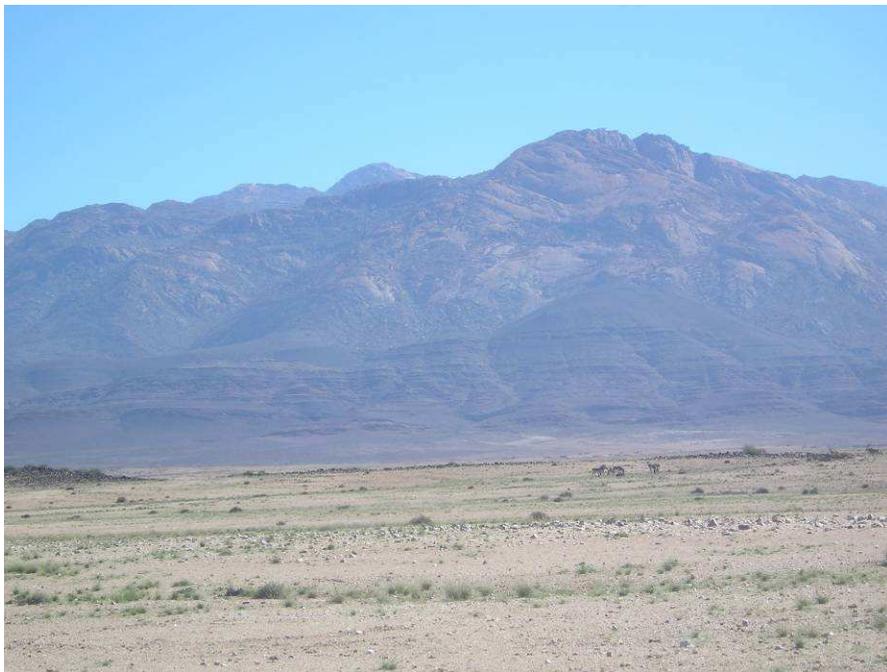
Les petites collines de roches à néphéline, prises de l'anneau à quartz, qu'on retrouve derrière. A l'arrière plan, les séries sédimentaires Damara.



Les roches à néphéline, avec les roches à quartz derrière. Les contacts sont presque toujours recouverts de sable...



Les welwitschia mirabilis, parmi les très rares plantes ayant réussi à s'adapter à ce désert.



Le Brandberg (en haut), et le Spitzkoppe (en bas).