



ECOLE DOCTORALE
Sciences de l'environnement

THESE

pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Paul Cézanne
Spécialité : Géosystèmes

LE VOLCANISME HYPERALCALIN D'AGE MIOCENE MOYEN DU NORD-OUEST DU MEXIQUE (SONORA) Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique

présentée par

Jesús Roberto VIDAL SOLANO

Soutenue publiquement le 8 juillet 2005, devant le jury composé de:

Joann M. STOCK	California Institute of Technology, Pasadena (USA)	Rapporteur
Henriette LAPIERRE	Université Joseph Fourier, Grenoble	Rapporteur
Marc TARDY	Université de Savoie, Chambéry	Examineur
Olivier BELLIER	Université Paul Cézanne, Marseille	Examineur
Francisco PAZ-MORENO	Universidad de Sonora (Mexique)	Directeur de thèse
Alain DEMANT	Université Paul Cézanne, Marseille	Directeur de thèse

Toutes les illustrations de cette thèse sont en couleurs pour une meilleure lisibilité. La version couleur correspond au document [These.pdf](#) contenu sur le CD-ROM inséré à la fin du volume.
Sur ce même CD figure l'article publié aux *Comptes Rendus Geoscience*

Avant-propos

Ce travail de thèse concerne un épisode volcanique particulier dans l'histoire géologique de l'Etat du Sonora, représenté par des **ignimbrites** de nature **hyperalcaline** et d'âge **Miocène moyen**. Les ignimbrites sont surtout représentées, au Mexique, par les volumineux épanchements formant le vaste haut plateau de la *Sierra Madre Occidental* (SMO), l'une des plus importantes *Large Ignimbritic Province* dans le Monde. Ce volcanisme est classiquement subdivisé [McDowell et Keizer (1977) et McDowell et Clabaugh (1979)] en deux grands ensembles, l'un d'âge Oligocène (35-29 Ma) et l'autre Miocène (23-20 Ma). En dépit de ces différences d'âges, les ignimbrites de la SMO étaient considérées comme un ensemble de nature calco-alcaline, lié à la subduction de la Plaque Farallon. La thèse de Magonthier (1984) montrait cependant que, par leurs caractéristiques minéralogiques et chimiques, quatre groupes pouvaient être différenciés au sein de ces ignimbrites dont l'un, situé sur la bordure orientale de la *Sierra Madre*, est de nature hyperalcaline et d'âge Oligocène (~ 31 Ma).

Le volcanisme hyperalcalin, bien qu'apparaissant dans des secteurs géographiques variés, est toujours associé à des zones d'extension et d'amincissement crustal important [voir première partie]. Il était donc primordial d'étudier ce type de volcanisme en Sonora et de le caractériser des points de vue pétrologique et géochimique [voir 2^{ème} et 3^{ème} parties], afin de mieux cerner ses relations avec l'évolution géodynamique tertiaire du nord-ouest du Mexique marquée par la fin de la subduction, le développement de la tectonique de type *Basin & Range* et l'ouverture du Golfe de Californie. En Sonora, l'épisode volcanique hyperalcalin, daté à 12 Ma, coïncide avec les stades précurseurs de l'ouverture du Golfe de Californie, le *Proto-Gulf* de Karig et Jensky (1972). Des ignimbrites de signature et d'âge semblables ont été récemment décrites dans la région de *Puertecitos*, en Basse Californie (Oskin, 2002), dans un secteur qui était face à notre secteur d'étude d'après les reconstitutions paléo-géographiques (Stock, 2000). L'apparition d'un volcanisme hyperalcalin dans ce secteur est liée au stade initial de l'ouverture du Golfe, mais aussi à la présence d'une limite lithosphérique majeure correspondant à la bordure du craton nord-américain [4^{ème} partie].

Cette thèse s'inscrit dans le cadre des travaux menés depuis 25 ans dans le Nord-ouest du Mexique par le Laboratoire de Pétrologie magmatique. Elle en constitue, par bien des côtés, un bilan et une synthèse. Ces recherches, initiées lors du détachement de Jean-Jacques Cochemé à Hermosillo (1979-1982), se sont poursuivies depuis dans le cadre d'un accord inter-universitaire entre l'Université Paul Cézanne (UAM3) et le *Departamento de Geología de la Universidad de Sonora* (UNISON).



Ce travail a été financé par le programme SFERE – CONACYT



Resumen

La morfología del Estado de Sonora en el noroeste de México, es el reflejo de dos eventos geodinámicos mayores: la tectónica en distensión de tipo *Basin and Range*, activa desde el Oligoceno y la apertura del Golfo de California durante el Mioceno. Un episodio volcánico, marcado por el emplazamiento de lavas y de ignimbritas riolíticas de naturaleza hiperalcalina, caracteriza más particularmente, el inicio de la ruptura del bloque continental, que precedió a la apertura del Golfo.

Las rocas hiperalcalinas afloran en dos sectores distintos: el primero se sitúa en el extremo noroeste del Estado de Sonora, al Este del gran volcán escudo cuaternario de *El Pinacate*, el otro está presente en la parte central del Estado, en una franja E-O de 100 km de ancho, desde Bahía Kino hasta el Río Yaqui. Los datos de campo, junto con las determinaciones geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, el estudio mineralógico fino, los datos geoquímicos (elementos mayores y trazas) e isotópicos (Sr, Nd y Pb), permiten establecer la estratigrafía de las formaciones volcánicas neógenas y la génesis del volcanismo hiperalcalino.

Desde el punto de vista petrográfico, estas rocas se distinguen por asociaciones minerales peculiares muy diferentes de las otras secuencias terciarias de Sonora, que son en su mayoría el resultado de fenómenos de subducción. Las rocas hiperalcalinas son generalmente afaníticas (< 10 % de fenocristales), no contienen plagioclasa, únicamente feldespatos alcalinos de tipo sanidina sódica. Los minerales ferromagnesianos ocurren generalmente en un arreglo de fayalita + clinopiroxenos verdes ricos en hierro de tipo ferrohedenbergita. Las rocas que tienen un coeficiente de apgaicidad más elevado, contienen anfíboles sódicos de tipo arfvedsonita y aenigmatita. En la región de El Pinacate dos episodios de volcanismo bimodal (basaltos y riolitas) se suceden a 15 y 12 Ma. En cambio, en Sonora central sólo el episodio de 12 Ma está representado. Los datos químicos de elementos mayores confirman la naturaleza riolítica e hiperalcalina de estos magmas.

Las Tierras Raras y los elementos trazas, subrayan un cierto parentesco entre basaltos y riolitas de una misma secuencia. Los datos isotópicos ponen en evidencia la gran variabilidad de las relaciones isotópicas de estroncio, que evolucionan desde valores de 0.705, próximos a los valores de los basaltos asociados, hasta valores extremadamente elevados de 0.720. Los valores de ϵNd son por el contrario más homogéneos. Las variaciones de los valores isotópicos de Sr, subrayan claramente una contaminación por la corteza precámbrica. Las modelizaciones efectuadas a partir de los datos isotópicos, permiten interpretar a los líquidos ácidos como el resultado de la cristalización fraccionada a partir de basaltos transicionales, dentro de reservorios superficiales, con una contaminación por la corteza continental precámbrica del orden de 10 %. Las evidencias de mezclas magmáticas, muestran que estos líquidos no evolucionaron únicamente dentro de un sistema cerrado.

El volcanismo hiperalcalino del mioceno medio, se reparte en un área bien definida en Sonora. Este se localiza sobre el borde del cratón Norte Americano. El volcanismo de la región de El Pinacate constituye la prolongación meridional de las manifestaciones miocenas de la misma naturaleza que se siguen desde Nevada hasta California. El volcanismo de Sonora central es el equivalente de las formaciones que se encuentran en Baja California en la región de Puertecitos. Estos afloramientos se sitúan ahí también, sobre un límite litosférico mayor entre el cratón Norte Americano y los terrenos acrecionados del *Terreno Guerrero*. Este volcanismo no está directamente relacionado a los fenómenos de subducción que afectaron al margen americano. Está más bien asociado con el ascenso de material astenosférico (*slab windows?*), que indujo fenómenos de adelgazamiento litosférico y la producción de magmas basálticos de tipo transicional.

Palabras claves: Volcanismo hiperalcalino, Sonora, México, geocronología, mineralogía, geoquímica, isótopos, tectónica, *Basin and Range*, Golfo de California.

Résumé

La morphologie de l'Etat du Sonora, dans le nord-ouest du Mexique, est le reflet de deux évènements géodynamiques majeurs : la tectonique en extension de type *Basin and Range*, active depuis l'Oligocène et l'ouverture du Golfe de Californie. Un épisode volcanique, caractérisé par la mise en place de laves et d'ignimbrites rhyolitiques de nature hyperalcaline, marque le début de la rupture du bloc continental qui a précédé l'ouverture du Golfe.

Les roches hyperalcalines affleurent dans deux secteurs distincts : le premier est situé à l'extrémité nord-ouest du Sonora et à l'est du grand volcan bouclier quaternaire du *Pinacate*, l'autre est présent dans la partie centrale de l'Etat, dans une bande est-ouest d'environ 100 km de large centrée sur le parallèle d'Hermosillo. Les données de terrain, couplées à des déterminations géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, à une étude minéralogique fine, aux données chimiques (majeurs et traces) et isotopiques (Sr, Nd et Pb) ont permis d'établir la place du volcanisme hyperalcalin parmi les formations volcaniques tertiaires et de préciser les conditions de genèse et d'évolution de ce magmatisme.

Du point de vue pétrographique, ces roches renferment des associations minérales très différentes de celles des autres séquences tertiaires qui sont, dans leur grande majorité, le résultat des processus de subduction. Les roches hyperalcalines sont aphyriques (< 10 % de phénocristaux) et renferment comme uniques feldspaths des sanidines sodiques. Les minéraux ferromagnésiens correspondent à un assemblage fayalite + clinopyroxènes verts riches en fer de type ferrohédénbergite. Les roches ayant les coefficients d'agpaïcité les plus élevés renferment en outre des amphiboles sodiques de type arfvédsonite et de l'ænigmatite. Dans la région du Pinacate deux épisodes de volcanisme bimodal (basaltes et rhyolites) se succèdent à 15 et 12 Ma, alors que dans le Sonora central seul l'épisode à 12 Ma est représenté. La chimie des majeurs confirme la nature hyperalcaline des rhyolites.

Les terres rares et les traces soulignent une certaine parenté entre basaltes et rhyolites d'une même séquence. Les données isotopiques mettent en évidence la grande variabilité des rapports isotopiques en strontium qui évoluent depuis des valeurs de 0,705 proches des valeurs des basaltes associés, jusqu'à des valeurs extrêmement élevées de 0,720. Les ϵNd sont par contre beaucoup plus homogènes. Ces variations des rapports isotopiques en Sr soulignent clairement une contamination par la croûte précambrienne. Les modélisations effectuées à partir des données isotopiques nous ont permis de privilégier une origine de ces liquides acides hyperalcalins par cristallisation fractionnée à partir de basaltes transitionnels, dans des réservoirs superficiels, avec une contamination de l'ordre de 10 % par la croûte continentale précambrienne. Des évidences de mélanges magmatiques montrent que ces liquides n'ont pas évolué uniquement en système fermé.

Le volcanisme hyperalcalin miocène moyen a une aire de répartition bien définie. Les affleurements de la région du Pinacate constituent le prolongement méridional des manifestations miocènes de même nature situées sur la bordure du craton nord-américain, qui se suivent depuis le Nevada jusqu'à la Californie. Le volcanisme du Sonora central est l'équivalent des formations qui affleurent dans la région de Puertecitos, en Basse Californie. Ces deux ensembles sont situés là aussi sur une limite lithosphérique majeure entre le craton nord-américain et les terrains accrétés des *Guerrero terranes*. Ce volcanisme n'est pas directement associé aux phénomènes de subduction qui ont affecté la marge américaine. Ils sont liés à des remontées de matériel asthénosphérique (*slab window* ?) qui ont favorisé les phénomènes d'amincissement lithosphérique et de production de magmas basaltiques de type transitionnels.

Mots clés : Volcanisme hyperalcalin, Sonora, Mexique, géochronologie, minéralogie, géochimie, isotopes, tectonique, *Basin and Range*, Golfe de Californie

Abstract

Two major geodynamic events have modeled the morphology of the Sonora State, in northwestern Mexico : the *Basin and Range* extensional tectonics, active since the Oligocène and the opening of the Gulf of California. A peculiar volcanic episode represented by peralkaline rhyolites and ignimbrites characterizes the continental break up that preceded the opening of the Gulf.

Peralkaline rocks outcrop in two distinct zones : the first one is located at the northwestern end of the Sonora State, east of the large Quaternary shield volcano of *El Pinacate*; the others are located along a 100 km wide E-W belt centered on the town of Hermosillo, in the central part of Sonora. Field studies $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, mineral chemistry, geochemistry (major and trace elements) and finally isotope geochemistry (Sr, Nd, Pb) contribute to establishing the stratigraphy of the Tertiary volcanic successions and the petrogenesis of the peralkaline rhyolites.

Peralkaline rocks have specific mineral associations, very distinctive from those of the subduction related Tertiary sequences. They are mostly aphyric (< 10 % phenocrysts) and contain sodic sanidine without plagioclase feldspars. The most common ferromagnesian assemblage is fayalite plus iron-rich green clinopyroxenes (ferrohedenbergite). Samples with higher agpaitic index also contain sodic amphiboles (arfvedsonite) and ænigmatite. In the Pinacate area two bimodal volcanic episodes (basalts and rhyolites) have been dated at 15 and 12 Ma, meanwhile in central Sonora only the 12 Ma episode is represented. Chemical analyses confirm the peralkaline character of the rhyolites.

Rare earth and other trace elements support the existence of a genetic link between basalts and peralkaline rhyolites. Isotopic data show huge variations in the Sr isotopic ratios that vary from 0,705 - a similar value than that of the associated basalts in the sequence - to extremely high values of 0,720. ϵNd are on the contrary fairly homogeneous. These variations in Sr isotopes are evidence of contamination by the Precambrian crust. Modelling of the isotopic data support an origin for the peralkaline rhyolite by fractional crystallisation of transitional basalts in a shallow reservoir, with about 10 % contamination by the Precambrian crust. Evidences of mixing also observed in some places indicate that these liquids evolved in a periodically opened system.

The distribution of the Middle Miocene peralkaline volcanism in Sonora is not fortuitous. The Pinacate area constitutes the southernmost outcrops of a N-S belt of Miocene peralkaline rhyolites emplaced on the western margin of the North American craton. Outcrops of central Sonora are the counter part of similar sequences present in the Puertecitos area, in northern Baja California. These two groups are also located on a major lithospheric discontinuity represented by the limit between the North American craton and the accreted exotic fragments of the Guerrero terranes. Volcanism does not seem to be related to subduction processes but rather to asthenospheric upwelling (slab window ?) that induced lithospheric thinning and partial melting producing basaltic magmas with a transitional character.

Key words : Peralkaline volcanism, Sonora, Mexico, Middle Miocene, geochronology, mineralogy, geochemistry, isotopes, tectonics, Basin and Range, Gulf of California

Introduction

I.- Définition, caractéristiques et signification du volcanisme acide hyperalcalin

I-1. Notion de volcanisme hyperalcalin

Le caractère hyperalcalin se manifeste exclusivement dans certaines roches différenciées, celles-ci pouvant être soit sursaturées en silice (rhyolites ou ignimbrites rhyolitiques) soit sous-saturées à saturées (phonolites et trachytes hyperalcalins comme, par exemple, ceux du massif de l'*Atakor*, [Girod, 1971](#)). Le groupe des **roches acides hyperalcalines** (qui nous intéressera plus particulièrement dans ce travail) est classiquement subdivisé en deux grands types : les *pantellérites*, qui représentent le terme sodique, et les *comendites* qui sont plus potassiques. Les *pantellérites* ont été décrites pour la première fois par [Foerstner \(1881\)](#) dans son travail sur l'île de *Pantelleria*, située entre la Sicile et l'Afrique. Quelques années plus tard, [Bertolio \(1895\)](#) donne le nom de *comendites* à des rhyolites contenant des cristaux d'aégyrine qu'il découvre dans les îles de *San Pietro* et *San Antioco*, au sud de la Sardaigne. Au début du siècle, s'appuyant sur le calcul de la norme CIPW récemment établi ([Cross et al., 1902](#)), une première classification chimique et minéralogique des roches volcaniques est proposée par [Winchell \(1913\)](#). Il réserve le nom de roches *hyperalcalines* aux laves acides ayant une quantité de Na_2O et de K_2O moléculaire supérieure à la quantité d' Al_2O_3 . Ces roches se caractérisent, du fait de cet excès d'alcalins par rapport à l'alumine, par la présence d'acmite et parfois de métasilicate de sodium (Na_2SiO_3) dans la norme CIPW. A partir de ces critères de classification chimique et minéralogique, de nouveaux affleurements de roches hyperalcalines sont découverts en différents endroits de la planète ([Lacroix, 1927](#)).

La minéralogie de ces roches et l'ordre de cristallisation souvent anormal des minéraux ferromagnésiens par rapport à la suite classique de [Bowen \(1937\)](#), ont suscité l'intérêt des pétrographes qui se sont attachés à étudier les minéraux spécifiques et la chimie de ces liquides. Dans les années soixante, un grand nombre de travaux sont ainsi publiés sur les roches hyperalcalines de différentes régions du globe. On peut citer entre autres, les travaux de [Zies \(1960\)](#), [Carmichael \(1962\)](#), [Thompson et Dobson \(1963\)](#), [Noble \(1965, 1966 et 1968\)](#), [Ewart et al. \(1968\)](#), [Nicholls et Carmichael \(1969\)](#), [Romano \(1969\)](#), [Bailey et Macdonald \(1970\)](#), [Macdonald et al. \(1970\)](#), [Gibson, \(1972\)](#), [Araña et al., \(1973\)](#), [Macdonald et Bailey \(1973\)](#). Les données de pétrologie expérimentale apportent, dans le même temps, les éléments nécessaires à une meilleure compréhension de la pétrogenèse de ces laves ([Carmichael et Mackenzie, 1963](#) ; [Bailey et Schairer, 1964 et 1966](#) ; [Thompson et Mackenzie, 1967](#)).

Dans les années 70, la région de l'*Afar* fait l'objet d'un important programme de recherche franco-italien du CNR-CNRS. Cette région, située au point de rencontre entre le Rift Est Africain, la Mer Rouge et le Golfe d'Aden, est en effet considérée, depuis l'apparition de la théorie de la tectonique des plaques, comme un océan en devenir. L'*Afar* constituait de ce fait

un secteur clé permettant d'étudier le passage progressif de séries volcaniques intra-continetales, caractérisées par l'association basaltes-roches acides hyperalcalines, à des basaltes proto-océaniques lors des phénomènes de "déchirure continentale" (*Continental Break-up*). C'est aussi l'occasion des premières modélisations géochimiques sur l'origine des associations volcaniques bimodales basalte - pantellérite. Les roches acides hyperalcalines de l'*Afar* sont alors interprétées comme le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée à partir de basaltes transitionnels (Treuil et Varet, 1974 ; Barberi *et al.*, 1975 ; Roux et Varet, 1975 ; Bizouard *et al.*, 1976 et 1980).

Ce nouvel engouement pour le volcanisme hyperalcalin et ses relations avec le cadre géodynamique se traduit par la parution, en 1974, d'un volume spécial du *Bulletin Volcanologique* sur les *Oversaturated peralkaline volcanic rocks* (Bailey D.K., Barberi F. et Macdonald R., éditeurs). Dans ce volume de synthèse sont redéfinies les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des roches hyperalcalines (MacDonald, 1974a ; Sutherland, 1974) et de leurs affleurements types en domaine continental [*San Pietro* (Araña *et al.*, 1974), *Pantelleria* (Villari, 1974), *Afar* (Barberi *et al.*, 1974 ; Gibson, 1974), USA (Noble et Parker, 1974) ou océanique (Baker, 1974)]. Les données géochimiques et isotopiques (Ferrara et Treuil, 1974), ainsi que les résultats expérimentaux (Bailey, 1974 ; Bailey *et al.*, 1974 ; Martin, 1974), permettent d'appréhender les conditions de genèse de ces magmas. Enfin, la relation privilégiée qui existe entre volcanisme hyperalcalin et zones en extension est clairement soulignée (MacDonald, 1974b). Ce volume est resté le travail de référence sur le volcanisme hyperalcalin jusqu'aux articles des deux dernières décennies qui, à partir de données chimiques et isotopiques beaucoup plus nombreuses et détaillées, ont permis de caractériser plus précisément la pétrogenèse de ces magmas.

I-2. Caractéristiques minéralogiques et chimiques des roches acides hyperalcalines

Du point de vue minéralogique, les laves acides hyperalcalines se reconnaissent à la présence de phases minérales spécifiques et au fait que les minéraux ferromagnésiens cristallisent le plus souvent de manière tardive par rapport aux feldspaths. Parmi ces minéraux ferromagnésiens, les plus caractéristiques sont la fayalite, des pyroxènes verts riches en fer (hédénbergite) ou riches en fer et en sodium (aégyrine), des amphiboles sodiques de type arfvedsonite ou riebeckite, de l'ænigmatite et, plus rarement, de la biotite (Bizouard *et al.*, 1976, 1980 ; Macdonald *et al.*, 1987 ; Avanzinelli *et al.*, 2004). Les feldspaths en équilibre dans ces liquides sont exclusivement des feldspaths alcalins ; il s'agit d'anorthose (pôle sodique) tendant parfois vers des sanidines sodiques. Les minéraux opaques sont des titanomagnétites auxquelles sont fréquemment accolés des zircons ; l'ilménite est plus rare. Le quartz n'apparaît en phénocristaux que dans les roches les plus sursaturées en silice ; ce minéral est par contre abondant comme produit de fin de cristallisation et de dévitrification. Enfin, des minéraux accessoires comme l'apatite et la fluorine ne sont pas rares. La *chevkinite* [(Ce,La,Ca,Th)₄(Fe⁺⁺,Mg)₂(Ti,Fe⁺⁺⁺)₃Si₄O₂₂], minéral riche en terres rares et en Th et la *tuhualite* [(Na,K)Fe⁺⁺Fe⁺⁺⁺(Si₆O₁₅)] (<http://www.webmineral.com/>) ont aussi été signalés dans les roches hyperalcalines du Rift Est Africain (Marshall *et al.*, 1998 ; Macdonald *et al.*, 2002).

Les roches hyperalcalines acides sont des roches à excès d'alcalins par rapport à l'alumine (**Fig. I-1a**), ce qui est défini par l'**indice d'agpaïcité** $[(Na + K) / Al > 1]$. Dans la norme CIPW ceci se traduit par l'absence d'anorthite et l'apparition d'**aégyrine normative**. Les roches hyperalcalines ont été ensuite subdivisées, en fonction des pourcentages de minéraux ferromagnésiens et de quartz présents dans la norme (**Fig. I-1b**), en *pantellérites* et *trachytes pantelléritiques*, d'un côté, *trachytes comenditiques* et *comendites* de l'autre (**Lacroix, 1934**). Les comendites sont des magmas légèrement hyperalcalins avec des indices d'agpaïcité voisins de l'unité, alors que les pantellérites ont des indices d'agpaïcité plus élevés. Ces différences sont également reflétées par le rapport Al_2O_3 / FeO^t ; les pantellérites sont relativement plus pauvres en alumine et plus riches en fer que les comendites (**Fig. I-1c**).

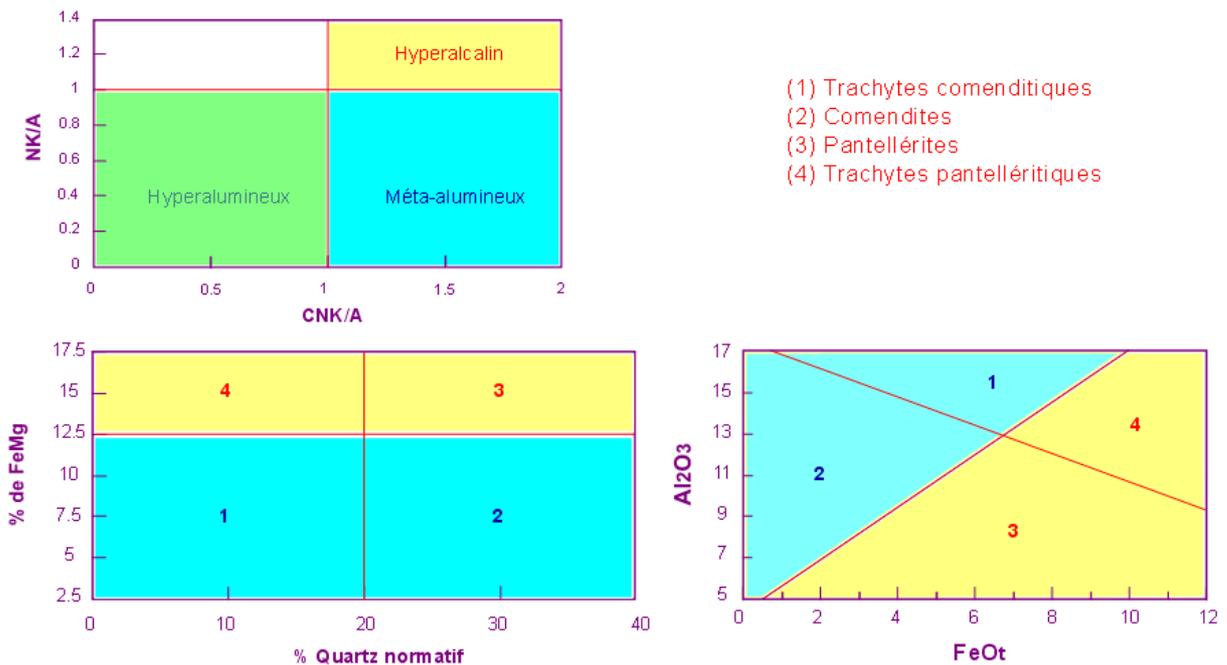


Figure I-1 : Diagrammes de classification des roches hyperalcalines. **I-1a** : NK/A en fonction de CNK/A (**Shand, 1927**). **I-1b** : Ferromagnésiens normatifs en fonction du quartz normatif (**Lacroix, 1934**). **I-1c** : Al_2O_3 en fonction de FeO^t (**Macdonald, 1974a**).

Les magmas basiques associés sont également de nature distincte (**Barberi et al., 1975**). Les pantellérites apparaissent comme les termes ultimes de la série basaltes alcalins - trachytes [comme par exemple à l'île de *Pantelleria* (**Civetta et al., 1984 ; Mahood et Baker, 1986 ; Civetta et al., 1988**) ou à l'île *Socorro* dans l'archipel des *Revillagigedos*, situé au sud de la Basse Californie et près de la Ride Est Pacifique (**Bohrson et Reid, 1997**)], tandis que les comendites forment en général une série bimodale (caractérisée par l'absence de termes intermédiaires) avec des basaltes transitionnels [exemple la région de *Navaisha*, au Kenya (**Davies et Macdonald, 1987 ; Macdonald, 1987 ; Macdonald et al., 1987**)]. Les comendites sont également présentes sous forme de grands volumes d'ignimbrites et de rhyolites en domaine intra-continentale comme dans le cas de la caldera de *La Primavera*, au Mexique (**Mahood, 1984**) ou du champ volcanique du *Trans-Pecos*, au Texas (**Barker, 1987 ; Nelson et al., 1987 ; White et Urbanczyk, 2001**).

Du point de vue chimique les rhyolites hyperalcalines ont, à la différence des rhyolites hyperalumineuses ou méta-alumineuses, des teneurs basses en Ca, Sr et Ba et, à l'inverse, des teneurs élevées en Fe, Ta, Nb, Hf, Y, Zr, Zn, et terres rares (Black *et al.*, 1997) [Fig. I-2]. Elles ont pendant longtemps été considérées comme des liquides pauvres en H₂O et, par contre, relativement riches en F et en Cl (Bailey et Macdonald, 1987). Des données récentes sur les inclusions fluides contenues dans les différentes phases minérales ont cependant démontré la présence de quantités non négligeables d'eau dissoute dans les pantellérites (Kovalenko *et al.*, 1988 ; Lowenstern et Mahood, 1991 ; Barclay *et al.*, 1996). Les températures de mise en place de ces laves sont par ailleurs relativement élevées (> 900° C) pour des magmas ayant des compositions chimiques aussi riches en silice.

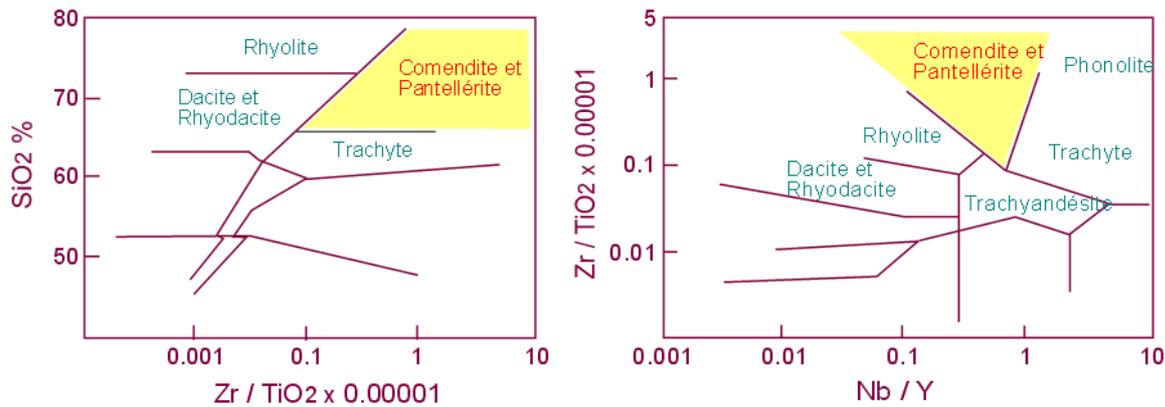


Figure I-2 : Discrimination chimique des roches hyperalcalines (Winchester et Floyd, 1977).

On retrouve dans les roches intrusives la dualité magmas hyperalcalins sous-saturés (syénites néphéliniques) magmas sursaturés en silice (granites de *type A*). Les granites de *type A* (Collins *et al.*, 1982 ; Whalen *et al.*, 1987 ; Creaser *et al.*, 1991) sont typiques d'un magmatisme post-orogénique ou anorogénique. Ils se différencient des granites orogéniques de *type S* (hyperalumineux) ou de *type I* (méta-alumineux), liés aux phénomènes de subduction ou de collision continentale, par des teneurs élevées en F, Cl, Zr, Nb, Ta (Fig. I-3) et terres rares (sauf Eu), des rapports Fe/Mg élevés et, à l'inverse, des teneurs basses en Ca, Al, Ba, Sr et H₂O.

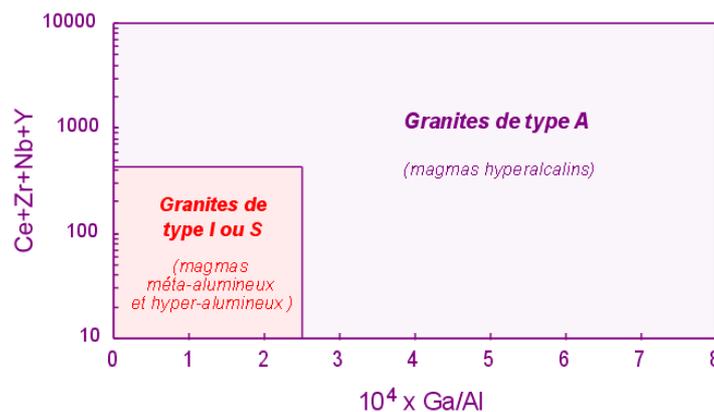


Figure I-3 : Classification chimique des granites d'après Tollo *et al.* (2004).

I-3. Pétrogenèse des roches acides hyperalcalines

Les travaux géologiques détaillés réalisés au cours des vingt dernières années, utilisant à côté de la géochimie traditionnelle des majeurs et des traces les données de chimie minérale et de géochimie isotopique, ont permis d'appréhender d'une manière beaucoup plus précise la pétrogenèse des séries hyperalcalines. L'origine de ces magmas est un problème complexe car plusieurs mécanismes interviennent entre la source et la mise en place des liquides en surface. Il faut donc arriver à cerner ce qui est lié [1] au processus de fusion partielle à l'origine du liquide primaire, [2] à la cristallisation fractionnée, à la contamination crustale et aux possibles phénomènes de mélange de magmas, qui se produisent dans les réservoirs près de la surface. Cette complexité des processus explique que la pétrogenèse des séries hyperalcalines a été un thème particulièrement débattu ces dernières années comme en atteste l'abondance d'articles sur le sujet (Davies et Macdonald, 1987 ; Kovalenko *et al.*, 1988 ; Mahood *et al.*, 1990 ; Lowenstern et Mahood, 1991 ; Caroff *et al.*, 1993 ; Mungall et Martin, 1995 ; Barclay *et al.*, 1996 ; Bohron et Reid., 1997 ; Evans *et al.*, 1997 ; Black *et al.*, 1998 ; Civetta *et al.*, 1998 ; Scaillet et Macdonald, 2001 ; White et Urbanczyk, 2001 ; Heumann et Davies, 2002 ; Peccerillo *et al.*, 2003 ; Cioni et Gioncada, 2003 ; Marks *et al.*, 2003 ; Rogers *et al.*, 2004).

Les modèles pétrogénétiques proposés peuvent être regroupés en trois grandes catégories. [1] Les travaux réalisés en *Afar* ont tout d'abord considéré que les pantellérites dérivait de basaltes par un processus de cristallisation fractionnée (Barberi *et al.*, 1975), avec une contribution plus ou moins importante de la contamination par la croûte continentale (*Assimilation Fractional Crystallization*). Ces processus interviennent dans des réservoirs superficiels, durant des périodes de quiescence de l'activité volcanique, périodes qui se prolongent suffisamment longtemps pour que les termes intermédiaires soient peu représentés (*Daly Gap*). Une telle origine par AFC semble confortée par les modélisations réalisées à partir de la chimie des phases minérales et être compatible avec les données géochimiques et isotopiques qui montrent que basaltes et laves différenciées ont des signatures isotopiques en Sr, Nd et Pb relativement similaires (Gasparon *et al.*, 1993 ; Civetta *et al.*, 1998 ; Peccerillo *et al.*, 2003). Le même mécanisme est invoqué pour l'origine des pantellérites et des comendites en domaine océanique (Mungall et Martin, 1995). L'origine des granites de type A est également interprétée comme le résultat de processus de cristallisation fractionnée ± contamination (Clemens *et al.*, 1986 ; Eby, 1990) mais, contrairement aux laves, les phénomènes hydrothermaux post-magmatiques jouent ici un rôle très important comme le soulignent les données isotopiques (Marks *et al.*, 2003).

Cependant, si le mécanisme d'AFC paraît le plus plausible dans le cas de rhyolites associées à des volumes importants de basalte, comme c'est le cas pour l'*Afar* et les trapps éthiopiens (Peccerillo *et al.*, 2003), il est plus difficile à concevoir lorsque le volume de rhyolite est supérieur à celui des basaltes. Ceci a conduit certains auteurs à proposer une seconde hypothèse [2] selon laquelle roches siliceuses hyperalcalines et basaltes associés ne seraient pas génétiquement liés. Les basaltes seraient issus du manteau alors que les rhyolites auraient une origine crustale (Davies et Macdonald, 1987 ; Lightfoot *et al.*, 1987 ; Macdonald *et al.*, 1987 ;

Black *et al.*, 1997; Bohrson *et al.*, 1996 ; Bohrson et Reid, 1997 ; Trua *et al.*, 1999). Néanmoins, si la localisation en domaine intra-continental de ces grands volumes de rhyolites permet de penser que les phénomènes de contamination crustale ne sont sans doute pas négligeables, les teneurs basses en Sr et en Ba de ces liquides excluent une origine par fusion partielle directe de matériel granitique ou gneissique de la croûte (Mahood et Halliday, 1988). Les liquides acides hyperalcalins seraient plus vraisemblablement le résultat d'un processus de fusion partielle (avec des taux de fusion de l'ordre de 10%) de gabbros ou de basaltes sous-plaqués en base de croûte. Le liquide ainsi produit souffrirait ensuite des phénomènes de cristallisation fractionnée dans un réservoir à faible profondeur (Mahood et Baker, 1986). La richesse en volatiles, et plus particulièrement en halogènes (F, Cl), et un flux de matière (donc de chaleur) important venant du manteau, paraissent être les éléments nécessaires pour obtenir une fusion partielle des basaltes en base de croûte (Davies et Macdonald, 1987 ; Black *et al.*, 1997 ; Trua *et al.*, 1999).

Les critères de choix entre AFC et **fusion partielle de matériel basique** ne sont pas toujours simples. Une bonne illustration de ce problème est la série bimodale Pléistocène de l'île de *Pantelleria* pour laquelle, en dépit de données très nombreuses et détaillées (Cornette *et al.*, 1983 ; Civetta *et al.*, 1984 ; Mahood et Hildreth, 1986 ; Civetta *et al.*, 1988), il n'existe pas de consensus quant à son origine. Les pantellérites ont été tout d'abord interprétées comme le résultat de la fusion partielle de cumulats gabbroïques (Mahood *et al.*, 1990 ; Lowenstern et Mahood, 1991), puis comme le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée à partir de basaltes parents issus d'une source mantellique hétérogène (Civetta *et al.*, 1998). Finalement, la chimie des pyroxènes, qui montre une différence entre les pyroxènes des pantellérites et ceux des basaltes, favoriserait de nouveau la première hypothèse (Avanzinelli *et al.*, 2004).

L'absence de termes intermédiaires (*Daly gap*) et la prédominance de roches différenciées acides peuvent aussi être directement liés au processus même de cristallisation fractionnée dans des réservoirs superficiels [hypothèse 3, voir Peccerillo *et al.*, 2003]. Les progrès réalisés dans la compréhension des phénomènes physiques se déroulant dans les réservoirs ont montré que la cristallisation du magma au contact des parois donne un liquide résiduel plus riche en silice, en éléments incompatibles et en fluides qui, plus léger, migre progressivement au toit du réservoir (Hildreth, 1981).

La différence de composition entre les deux liquides est telle que la barrière de densité qui s'instaure empêche tout mélange ce qui aboutit à la formation d'un réservoir stratifié (Fig. I-4). Dans la partie inférieure, les courants de convection maintiennent une certaine homogénéité du liquide originel si le système est alimenté de façon continue. Les temps de résidence de tels liquides différenciés dans le réservoir ont été estimés, à partir du déséquilibre U-Th-Ra, entre 1 000 et 2 500 ans (Rogers *et al.*, 2004).

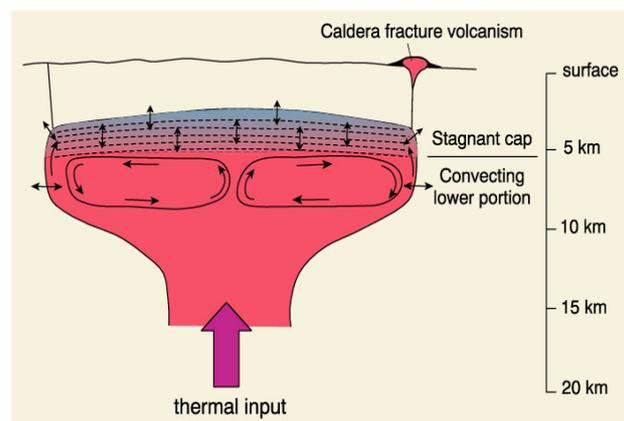


Figure I-4 : Mode d'individualisation d'un liquide différencié au sommet d'un réservoir, par cristallisation aux parois *In Winter (2001)*.

I-4. Volcanisme hyperalcalin et contexte géodynamique

Le magmatisme hyperalcalin est localisé le plus fréquemment en domaine intra-plaque continental, dans des secteurs soumis à des mécanismes d'amincissement de la lithosphère. L'exemple le plus caractéristique est le Rift Est Africain (REA) avec, à son extrémité nord l'*Afar* et les trapps éthiopiens et, plus au sud, le rift du Kenya où les séries hyperalcalines sont particulièrement bien représentées (Macdonald, 1987). Le mécanisme de rupture continentale ayant abouti à l'ouverture de la Mer Rouge, du Golfe d'Aden et du REA est classiquement rattaché à la présence d'un panache (Chazot et Bertrand, 1995 ; Hofmann *et al.*, 1997).

Sur le continent nord-américain, des associations basanite – phonolite - trachyte et comendite - pantellérite, d'âge plio-quadernaire, ont été décrites au *Mont Edziza* en Colombie Britannique (Bevier *et al.*, 1979 ; Souther et Hickson, 1984), dans une zone de *rifting* induite par un changement dans le mouvement relatif des plaques Pacifique et Nord-américaine entre 15 et 10 Ma (Edwards et Russell, 2000). Aux USA, des volumes importants d'ignimbrites hyperalcalines tertiaires sont présents au Nevada, dans la zone affectée par le *Basin and Range* (Scott *et al.*, 1995), dans le *Rio Grande Rift* (Johnson et Lipman, 1988) et, plus à l'est, dans le *Trans-Pecos volcanic field* qui s'étend du sud du Nouveau Mexique à l'ouest du Texas (Parker, 1983 ; Nelson *et al.*, 1987 ; White et Urbanczyk, 2001). L'activité hyperalcaline se manifeste dans ces régions après une longue période de volcanisme orogénique. Ce brusque changement dans les caractéristiques chimiques des laves est rattaché au début des phases d'extension qui ont affecté la bordure du craton nord américain (Henry *et al.*, 1991 ; James et Henry, 1991).

De telles associations spatiales de laves calco-alcalines et hyperalcalines s'observent aussi au Mexique, où un magmatisme hyperalcalin plio-quadernaire (Mahood, 1980, 1981, 1984 ; Nelson et Hegre, 1990) est plus particulièrement associé au système de rifts qui délimitent le *bloc de Jalisco* (Luhr *et al.*, 1985 ; Bourgois *et al.*, 1988). Les rhyolites y sont souvent représentées par des obsidiennes. L'importance de ce matériau pour les civilisations précolombiennes est bien connue. Un travail effectué sur la caractérisation géochimique des obsidiennes du centre du Mexique, visant à retrouver l'origine des objets archéologiques, a montré qu'obsidiennes hyperalcalines et calco-alcalines se différenciaient surtout par leurs teneurs en Sr, Ba, Zr et leurs spectres de terres rares (Joron *et al.*, 1995).

En milieu océanique, comendites et pantellérites apparaissent dans des îles proches des rides médio-océaniques. C'est le cas de l'île *Socorro*, localisée au sud de la péninsule de Basse Californie (Bohrson *et al.*, 1996 ; Bohrson et Reid, 1997), ou de l'île de *Terceira* aux Açores (Mungall et Martin, 1995). Dans ces deux exemples, le volume de laves acides représente près de la moitié du volume émis durant les périodes d'activité récente. Comendite et pantellérite résulteraient de conditions de cristallisation différentes dans le réservoir et en particulier de différences de fugacité d'oxygène (fO_2). Aux îles Canaries, situées sur la marge africaine, les roches hyperalcalines sont en grande partie représentées par des ignimbrites qui, en raison de leur composition et de températures de mise en place relativement élevées, ont des comportements physiques particuliers désignés sous le terme de **rhéomorphisme** (Kobberger et Schmincke, 1999 ; Sumner et Branney, 2002 ; Sumner et Wolff, 2003).

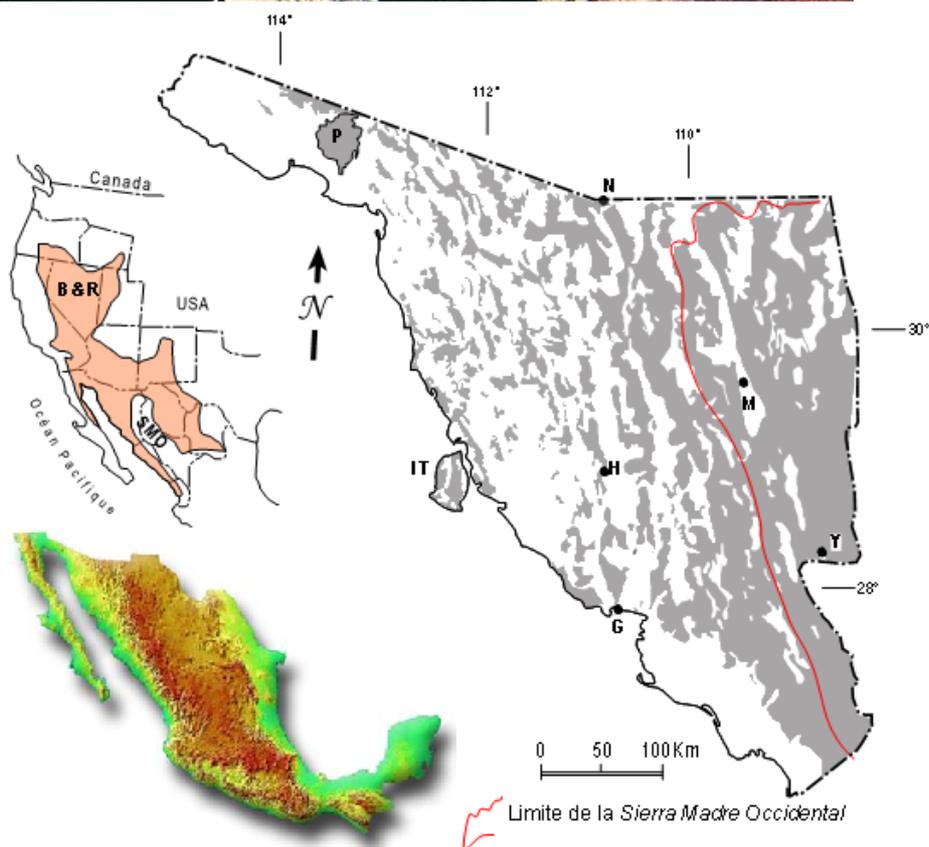
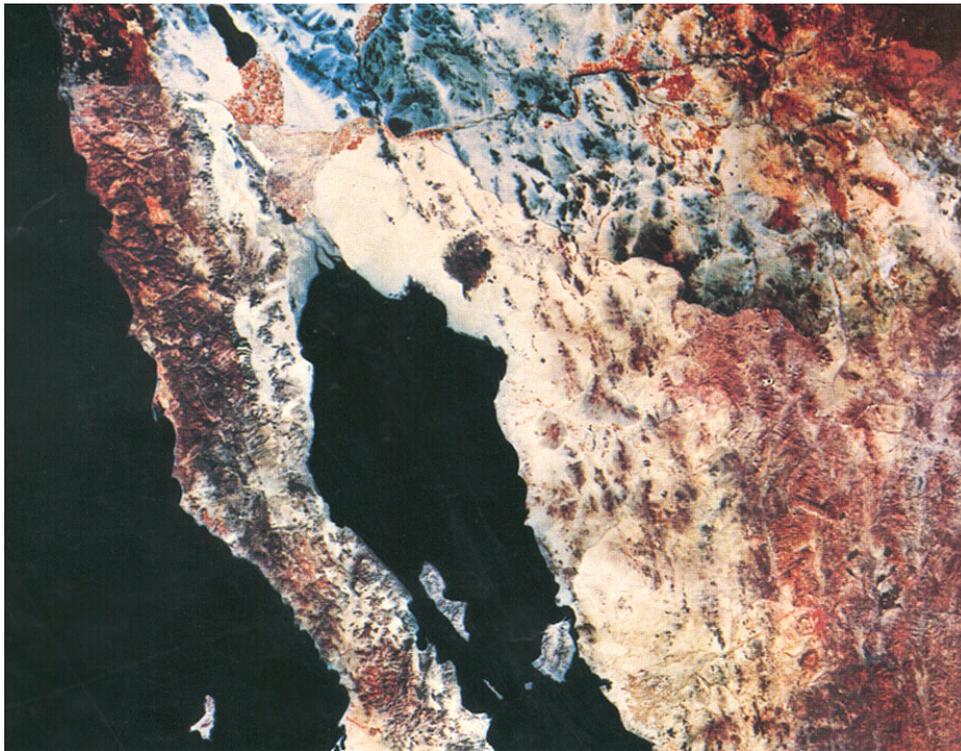


Figure I-5 : Image satellitaire (d'après [Photo mosaic Landsat of Mexico, California Institute of Earth, Planetary and Life Sciences, Kirkland, Washington © Carl William Larson, 1977](#)) et schémas montrant les zones affectées par la tectonique en *Basin and Range* dans l'Etat du Sonora (d'après [Raisz, 1964](#) et [Stewart, 1978](#)). Notez les taux d'extension plus élevés de l'ouest de la *Sierra Madre Occidental* jusqu'aux plaines côtières du Golfe de Californie. **G** : Guaymas ; **H** : Hermosillo ; **IT** : île Tiburón ; **P** : Pinacate ; **M** : Moctezuma ; **Y** : Yécora ; **N** : Nogales. Carte en relief et en couleurs du Mexique, INEGI, México.

II.- Objectifs du travail de thèse

L'évolution tectono-magmatique du nord-ouest du Mexique est relativement bien établie depuis les travaux réalisés au cours des deux dernières décennies (Cochemé, 1985 ; Henry, 1989 ; Cochemé et Demant, 1991 ; Gans, 1997 ; McDowell *et al.*, 1997 ; Mora-Álvarez et McDowell, 2000). Elle est marquée en particulier par le développement, au cours du tertiaire, d'une phase d'extension responsable de la morphologie actuelle en montagnes et vallées parallèles (*Basin and Range*) qui affecte les Etats du Sonora, Sinaloa, Nayarit, Chihuahua et Durango (Henry et Aranda-Gómez, 1992). La partie mexicaine couvre près de la moitié de la superficie totale de la province du *Basin and Range* (Raisz, 1964). La déformation extensive, d'orientation NNW-SSE, se distribue de part et d'autre de la *Sierra Madre Occidental*, vaste haut plateau lui-même peu affecté par cette tectonique (Fig. I-5). La partie située à l'ouest de la *Sierra Madre* (Etat du Sonora principalement) s'est trouvée en outre impliquée, depuis la fin de l'Oligocène, dans les processus tectoniques complexes qui ont conduit à l'ouverture du Golfe de Californie (Stock et Hodges, 1989 ; Sawlan, 1991). Le Sonora est de ce fait un secteur clé permettant de suivre l'évolution de cette partie de la marge américaine, de la fin de la subduction Pacifique jusqu'à l'ouverture océanique actuelle.

L'activité magmatique liée à la subduction Pacifique est marquée, [1] dans la partie dénudée de l'ouest de l'Etat du Sonora, par de vastes affleurements de roches plutoniques laramiennes (90-40 Ma) (Damon *et al.*, 1983 ; Richard *et al.*, 1989) et [2], à l'est, par les énormes volumes d'ignimbrites tertiaires qui constituent la *Sierra Madre Occidental*. Ces dernières sont classiquement subdivisées (McDowell et Keizer, 1977 ; McDowell et Clabaugh, 1979 ; Magonthier, 1984 ; Cochemé, 1985 ; Montigny *et al.*, 1987 ; Magonthier, 1988) en deux séquences : l'une d'âge oligocène (35-29 Ma) caractérisée par des roches très porphyriques (à quartz, plagioclase et biotite) l'autre, d'âge miocène (23-20 Ma), est formée de tufs ponceux plus aphyriques. L'existence d'ignimbrites d'âge miocène moyen (14-11 Ma) est, par ailleurs, connue depuis longtemps en Sonora (Morales-Montaña *et al.*, 1990 ; Paz-Moreno, 1992) et des données géochronologiques récentes les ont localisées jusqu'au pied de la *Sierra Madre Occidental* (McDowell *et al.*, 1997). Cependant, ce volcanisme a toujours été classiquement considéré comme l'expression finale du magmatisme de subduction (Mora-Álvarez et McDowell, 2000).

La présence d'ignimbrites hyperalcalines, avec leur cortège minéralogique spécifique, a été signalée pour la première fois, en Sonora, dans les thèses de *Licenciatura* puis de *Master* de Vidal-Solano (1998, 2001) qui portaient sur les épisodes volcaniques tertiaires de la région du *Pinacate*. Des travaux de reconnaissance menés ensuite dans différents secteurs de ce même Etat ont confirmé l'extension géographique de cet épisode volcanique. Dans le même temps, des ignimbrites de nature semblable étaient décrites dans la région de *Puertecitos*, sur la côte nord-est de la péninsule de Basse Californie (Oskin, 2002) mettant ainsi en évidence le caractère régional de cet épisode volcanique du Miocène moyen.

L'objectif principal de cette thèse sera donc, à partir des travaux de cartographie et de reconnaissances géologiques menés dans les régions du *Pinacate* et du Sonora central, de caractériser de manière précise l'épisode volcanique hyperalcalin et de définir ses relations avec les autres manifestations volcaniques et les phases tectoniques qui ont affecté le nord-ouest du Mexique depuis le Miocène.

- Ceci nous conduira, en nous appuyant sur la cartographie de secteurs clés et de nouvelles données géochronologiques, à :
 - ✓ [1] proposer une stratigraphie plus fine du volcanisme tertiaire en précisant en particulier les relations du volcanisme hyperalcalin avec les manifestations calco-alcalines qui lui sont plus ou moins contemporaines ;
 - ✓ [2] discuter l'âge des formations gréséo-conglomératiques qui se sont accumulées dans les dépressions nées de la tectonique distensive et montrer qu'elles n'ont pas forcément toutes le même âge.

- La caractérisation de l'épisode volcanique du Miocène moyen passe évidemment par une étude minutieuse de la chimie des phases minérales qui le compose. Une telle étude confirme, par les figures de mélange magmatique observées dans les ignimbrites, la coexistence de magmatismes hyperalcalin et calco-alcalin pendant cette période, ce que montrent également les données chronologiques.

- Les données géochimiques et isotopiques nous permettront d'aborder le problème de l'origine de ces magmas et de suivre les différentes étapes de leur évolution même si, comme nous l'avons vu, le mode de genèse des liquides hyperalcalins n'est pas un problème simple à résoudre. Nous verrons que, là encore, se confirment les relations étroites entre les magmas hyperalcalins et calco-alcalins.

- Enfin, dans le cadre d'une synthèse régionale, nous montrerons que ce volcanisme acide hyperalcalin signe une étape bien définie de l'évolution tectonique de la partie nord-ouest du Mexique. Cette région a été modelée par une extension généralisée mais, au cours du temps, celle-ci migre progressivement du pied de la *Sierra Madre* vers des zones situées plus à l'ouest. Au Miocène moyen la zone concernée par ces mouvements d'extension se localise sur la bordure occidentale de l'Etat du Sonora, ce qui entraîne un amincissement crustal important et la formation d'un rift intra-continentale, le "proto-Golfe" de Californie. L'ouverture océanique proprement dite, qui se produira par la suite, est le résultat de mouvements en transtension qui sont liés au couplage de la péninsule de Basse Californie avec la plaque Pacifique.

**Le volcanisme Miocène
de la région du Pinacate
(Sonora, Mexique)**

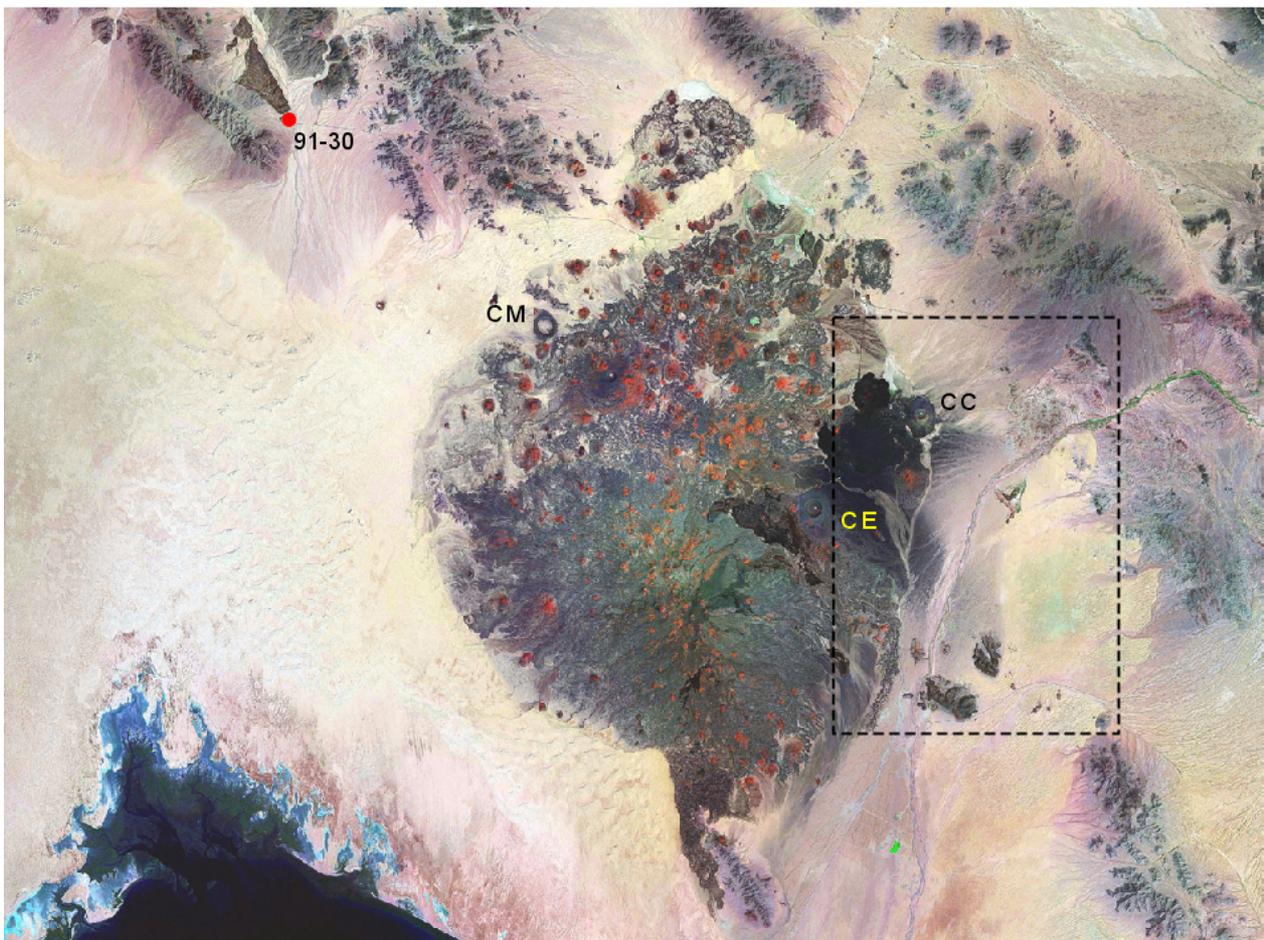


Figure II-1 : Image Landsat du secteur du *Pinacate* dans le NW du Mexique et localisation géographique dans la République mexicaine (carte du haut). La zone encadrée correspond à la carte de la **Figure II-2** ; **CE** : *Crater Elegante* ; **CC** : *Cerro Colorado* ; **CM** : *Crater MacDougall*. Les images satellite Landsat du secteur ont été obtenues sur le site <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>

I.- Présentation du volcanisme Miocène de la région du Pinacate

I-1. Introduction et localisation géographique

La région du *Pinacate* est connue pour la diversité de ses formes volcaniques quaternaires et leur parfaite conservation, qui s'explique par le climat extrêmement aride qui règne dans cette région. Le *Pinacate* est situé à l'extrémité nord-ouest de l'Etat du Sonora, près de la terminaison septentrionale du Golfe de Californie (Fig. II-1). Il se localise dans un secteur faisant partie de la province physiographique du "Basin and Range" (Stewart, 1978 ; Henry et Aranda-Gómez, 1992). Cette morphologie est le résultat d'une tectonique distensive très active, dont les taux d'extension élevés entraînent un basculement important des blocs. Les reliefs se trouvent de ce fait isolés sous forme de *Sierras* allongées de direction NNW-SSE, au sein de vastes dépressions colmatées en surface par des remplissages sédimentaires nourris par les talus d'éboulis et cônes de déjection (*abanicos*) qui s'étalent au pied des reliefs.

Le champ volcanique néogène *El Pinacate*, couvre une superficie d'environ 3 000 km². L'orientation préférentielle NNE-SSW des appareils monogéniques satellites qui couvrent ses flancs, montre que le champ de contrainte est différent de celui qui prévalait pendant le Tertiaire. Le *Pinacate* est bordé à l'ouest par une vaste zone de dunes : le désert d'*Altar*. Ces dunes, reconnaissables à leur couleur et à leur morphologie spécifique sur l'image satellite, ennoient coulées et édifices volcaniques de la partie ouest et nord du massif du *Pinacate*. L'étude des caractéristiques pétrographiques et chimiques de ces sables éoliens (Solis-Limón, 2002) a montré qu'ils provenaient pour la plus grande part de l'érosion des roches granitiques et métamorphiques du socle protérozoïque et mésozoïque (Dickinson, 1989). Des datations récentes des formations précambriennes ont souligné que, dans le secteur situé au sud-est du *Pinacate*, deux grands ensembles se juxtaposent : le bloc Nord-américain (1,71-1,65 Ga) d'une part et, au sud, le bloc de *Caborca* daté à 1,78-1,68 Ga (Iriondo *et al.*, 2004).

Du point de vue hydrographique, un seul cours d'eau temporaire traverse le secteur. Il s'agit du *Río Sonoyta* dont le cours change brusquement d'orientation près de la bordure orientale du *Pinacate* (Fig. II-1). Dans ce même secteur, on peut observer un certain nombre de dépressions à fond plat et à sédimentation argileuse fine [*playas*, de coloration bleu clair sur l'image satellite (Fig. II-1)] qui indiquent une plus grande abondance d'eau pendant la dernière période humide du début de l'Holocène (Van Devender *et al.*, 1987; Scott et Van Devender, 1995). La présence d'eau durant le Quaternaire récent est également soulignée par des structures volcaniques de type *maar*, qui marquent l'interférence des magmas, lors de leur montée en surface, avec la nappe phréatique. Ils sont localisés en périphérie du massif du *Pinacate*. Parmi ces appareils phréatomagmatiques, les plus remarquables par leur taille sont le *Crater Elegante*, le *Cerro Colorado* et le *Crater MacDougall* (Fig. II-1).

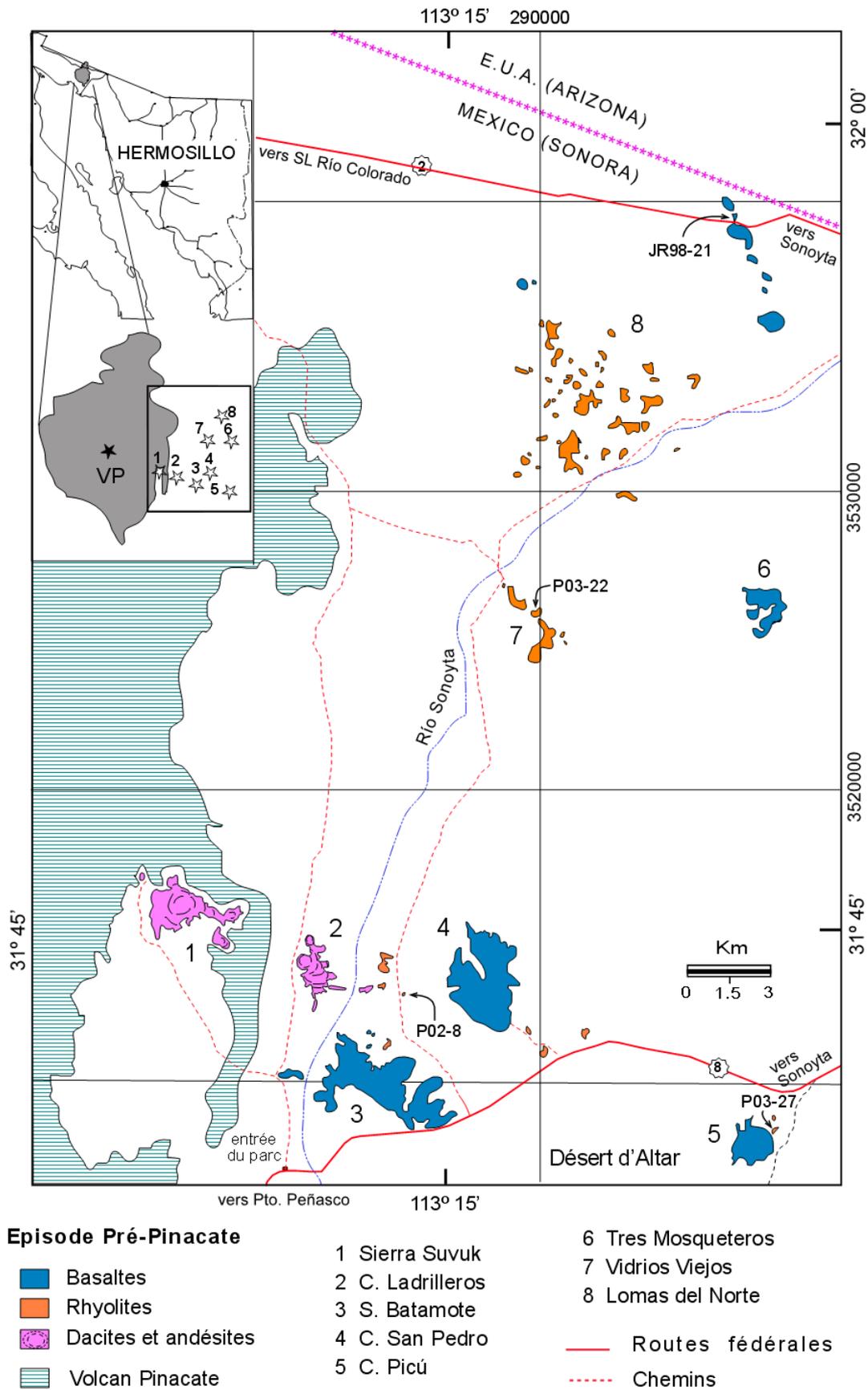


Figure II-2 : Localisation des principaux affleurements et faciès de la séquence pré-Pinacate. Coordonnées UTM d'après les cartes topographiques INEGI au 1/50.000.

En dehors des *maars*, la plus grande partie des édifices récents correspond à des *spatter cones* (cônes de projections soudées) dont la coloration rouge est marquée aussi bien sur le terrain que sur l'image satellite (Fig. II-1). Au voisinage de ces édifices, des dépôts de *lapillis* vitreux très vésiculés résultant d'une activité de fontaine de lave de type hawaïen ennoient les coulées plus anciennes. Ils sont exploités localement sous le nom de *morusa*. Ces appareils monogéniques, d'âge Quaternaire récent à Holocène (Gutmann *et al.*, 2000), couvrent les pentes d'une structure antérieure, d'âge Quaternaire ancien et de type volcan bouclier, le **volcan Santa Clara** (Lynch, 1981). La grande majorité des laves du *Pinacate* sont des basaltes et des hawaïtes, mais des pointements de laves trachytiques ont été trouvés au cœur du *Santa Clara* (Paz-Moreno et Demant, 2002, 2004).

La région du *Pinacate* a fait l'objet d'un grand nombre de travaux, focalisés principalement sur le volcanisme quaternaire. Citons en particulier les *PhD* de Gutmann (1972), Donnelly (1974) et Lynch (1981), les thèses de *licenciatura* de Cortes *et al.* (1976) et Jobin (1999) et les nombreuses publications parues au cours des trois dernières décennies (Gutmann, 1976, 1977, 1979, 1986, 2000, 2002 ; Lynch, 1989 ; Lynch *et al.*, 1993). En dehors du volcanisme quaternaire (< 1,5 Ma), Lynch (1981) distingue dans son travail de thèse un épisode plus ancien, dont les âges sont compris entre 15 et 11 Ma, qu'il définit sous le terme d'**épisode pré-Pinacate**. C'est cet épisode que nous étudierons plus particulièrement dans cette partie.

La zone que nous avons cartographiée est située à l'est du champ volcanique quaternaire du *Pinacate*. Elle est délimitée par les coordonnées UTM $35^{\circ}05^{000}$ - $35^{\circ}40^{000}$ Nord et 270^{000} - $3^{\circ}00^{000}$ Est (Fig. II-2). Elle est entièrement comprise dans une zone établie comme réserve naturelle en juillet 1993, la *Reserva de la Biosfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar*. L'accès principal au parc naturel est situé au kilomètre 51 de la route fédérale n° 8 *Sonoyta - Puerto Peñasco*. Ce campement est le point de départ de nombreuses pistes balisées qui permettent un accès facile aux principaux affleurements. Une de ces pistes traverse ainsi le parc du sud au nord et permet de rejoindre la route fédérale n° 2 *Santa Ana - San Luis Río Colorado* (Fig. II-2), qui est la liaison routière principale entre les Etats du Sonora et de Basse Californie. En dépit de l'aridité du climat, la zone du *Pinacate* n'est pas un désert de type saharien. On y trouve, outre une grande variété de cactées (des *Sahuaros* géants aux *Garambullo*, *Choyas* et *Biznagas*), des arbres, tel le *Palo Verde*, le *Palo Fierro* ou le *Torote* qui, pour résister à l'évaporation réduisent au maximum la taille de leurs feuilles, et de nombreux arbustes comme les *Ocotillos* (voir photos Fig. II-3). Il suffit, par ailleurs, d'une pluie abondante pour voir en quelques jours fleurir le désert et le sable se couvrir de verveines (*Abronia maritima*) de couleur rose violacé.

Les roches volcaniques du désert du *Sonora* sont affectées par un vernis superficiel que l'on retrouve dans toutes les zones arides du Golfe de Californie. Cette patine désertique rend difficile, sur le terrain, la différenciation macroscopique des types pétrographiques : rhyolites et basaltes ont souvent une même coloration brun noir brillante en surface. Ce vernis n'est pas une altération au sens-strict, mais un dépôt riche en fer, manganèse et différents autres métaux qui ont nucléé autour de poussières atmosphériques et ont été déposés par des gouttelettes d'humidité sur la surface de la roche (Thiagarajan et Aeolus Lee, 2004). Dans les zones un peu moins arides où de l'eau a circulé, des croûtes calcaires blanches (*caliche*) se sont formées.



a : *Sierra Pinacate* vue depuis le sud-est



b : *Sierra Suvuk* vue depuis le sud



c : *Cerro Ladrilleros* vu depuis le nord-est



d : Mesa basaltique vue depuis le sommet du *Cerro San Pedro* (vue vers le nord)



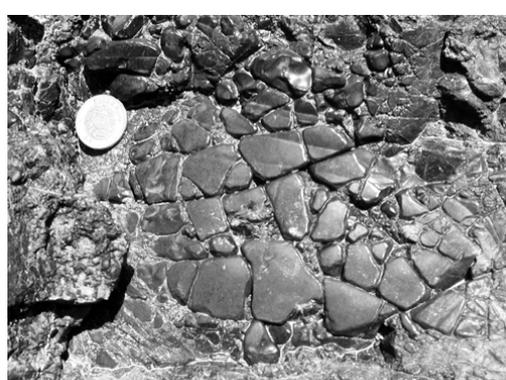
e : Extrémité nord-ouest de la *Sierra Batamote*



f : Rhyolites de *Lomas del Norte*



g : Coulée pyroclastique de *Vidrios Viejos*



h : Obsidienne de *Vidrios Viejos*

Figure II-3 : Aspects des formations volcaniques de la séquence pré-Pinacate

Si la reconnaissance d'un épisode volcanique d'âge Miocène moyen n'est pas nouvelle dans la région (Lynch, 1981), il a fallu attendre le travail de Vidal-Solano (1998) pour disposer des premières données pétrographiques et chimiques détaillées sur les différentes unités qui le composent. Dans ce qui suit nous décrirons tout d'abord, en nous basant sur les caractéristiques de terrain et la pétrographie, les trois principaux ensembles (dacites, rhyolites et basaltes) qui forment la séquence pré-*Pinacate*. Ceci nous permettra d'établir une ébauche de chronologie des événements volcaniques, qui sera ensuite précisée par les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenues dans le cadre de ce travail. La chimie des phases minérales et la géochimie (majeurs et traces) nous aiderons finalement à caractériser les différents ensembles volcaniques et à mettre en évidence la **coexistence**, dans la région, **de magmas calco-alcalins et hyperalcalins** au Miocène moyen.

I-2. Les différents épisodes volcaniques

A la différence du volcanisme quaternaire, qui correspond à un vaste massif en forme de bouclier à l'ouest (Fig. II-3a), le secteur couvert par les laves miocènes est constitué par un ensemble d'affleurements dispersés, ce qui ne facilite pas l'établissement de corrélations stratigraphiques. Sur le terrain, les critères morphologiques et pétrographiques permettent de distinguer, au sein de cette séquence miocène, un certain nombre de formations volcaniques. Au sud, la *Sierra Suvuk* (Fig. II-3b) et le *Cerro Ladrilleros* (Fig. II-3c) ont des formes rugueuses et escarpées, car ces reliefs correspondent à un ensemble de dômes dacitiques plus ou moins disséqués par l'érosion. A l'opposé, le *Cerro San Pedro* (Fig. II-3d) et la *Sierra Batamote* (Fig. II-3e) ont des morphologies en mesas légèrement basculées, résultat d'un phénomène d'inversion de relief par érosion différentielle et de basculement tectonique postérieur à la mise en place. Les flancs de ces plateaux basaltiques sont couverts par de vastes talus d'éboulis qui masquent en grande partie la base des affleurements (Fig. II-3d). Plus à l'est, les laves tertiaires des *Cerros Tres Mosqueteros* et *El Picú* (Fig. II-2) correspondent à des affleurements isolés qui reposent sur le substratum cristallin. Il en est de même pour la mesa basaltique (91-30) située au nord, en bordure de la route n° 2 (Fig. II-1).

Dans la partie nord du secteur d'étude, les laves acides de *Lomas del Norte* (Fig. II-3f) et de *Vidrios Viejos* (Fig. II-3g) ont des morphologies molles qui les distinguent clairement, en photos aériennes, des autres formations volcaniques de la séquence pré-*Pinacate*. Des niveaux d'obsidienne (Fig. II-3h) sont localement associés à ces rhyolites. Ils ont constitué, comme partout au Mexique, un matériau de choix pour les peuplades indiennes pré-hispaniques (dans cette région du *Sonora*, proche de la frontière avec les USA, il s'agit principalement de *Pimas* et de *Papagos*), comme en témoignent les pointes de flèches que l'on trouve parfois. Les obsidiennes de cette région ne se débitent cependant pas, comme dans le cas des grands gisements très exploités du *Michoacán* au centre du Mexique (Darras, 1999), en blocs anguleux et tranchants, mais donnent au contraire des fragments de petite taille (quelques centimètres), aux contours lisses et arrondis. Ce débit particulier des obsidiennes de la région du *Pinacate* est lié à la présence de fractures courbes qui sont en relation avec la texture perlitique de la roche. Les gisements exploités sont de ce fait de taille modeste. Ces obsidiennes, aux reflets bleutés, sont connues en *Arizona* et au *Sonora* sous le nom d'*Apache tear* ou *lágrimas de Apache*.

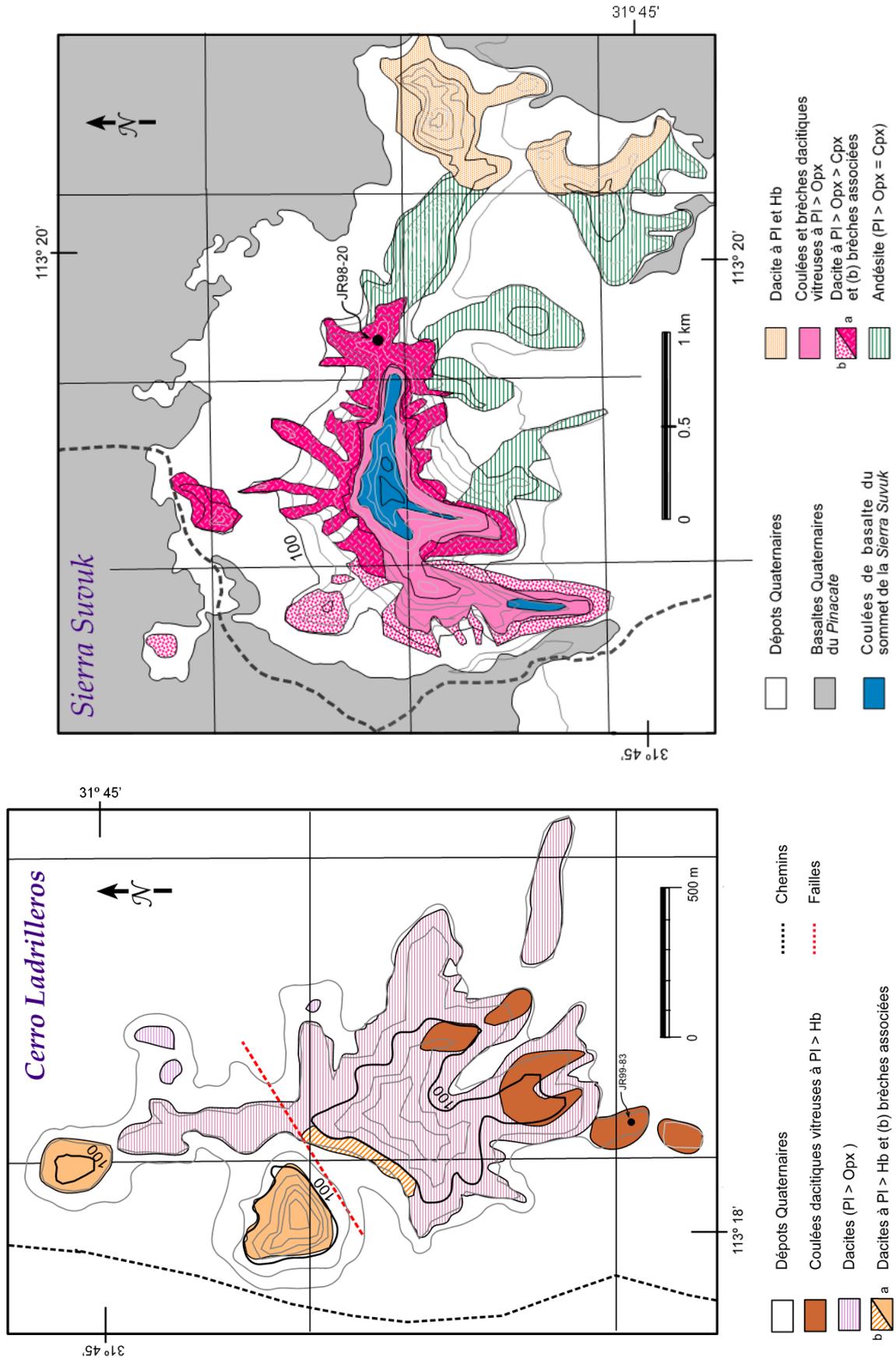


Figure II-4 : Esquisse géologique de la Sierra Suvuk et du Cerro Ladrilleros (Vidal-Solano, 2001). Intervalle entre les courbes de niveau de 20 mètres.

I-2.a. Les dacites de la Sierra Suvuk et du Cerro Ladrilleros

La *Sierra Suvuk* correspond à un relief aux pentes escarpées de près de 200 mètres de dénivelée (Fig. II-3b). Elle est entourée, sauf au sud, par des coulées basaltiques quaternaires issues du *Pinacate*. Les levés de terrain que nous avons effectués permettent de distinguer plusieurs faciès pétrographiques au sein de la *Sierra Suvuk* (Fig. II-4). Au centre, affleure une dacite de couleur grise, à phénocristaux de plagioclase et de pyroxènes dont le diaclasage, souvent vertical, indique une mise en place sous forme de dômes. Vers l'ouest, l'alternance de coulées de lave massive et de brèches à fragments anguleux de même nature, correspond à des coulées de laves visqueuses qui se fragmentent en s'épanchant sur des pentes relativement raides (Fig. II-4). Des andésites porphyriques à plagioclase et pyroxènes s'observent au pied sud de la *Sierra Suvuk*. Ces laves, qui ont une épaisseur de 30 m et un aspect micro-vésiculé, sont souvent oxydées et altérées. Vers l'est, par contre, des coulées bien conservées de dacite à plagioclase et hornblende, couvrent ces laves, ce qui montre que les andésites sont les roches les plus anciennes de cet ensemble.

Les coulées qui forment le sommet de la *Sierra Suvuk* sont de nature toute différente puisque des cristaux d'olivine y sont visibles à l'œil nu. La corniche que l'on voit sur la photo de la Figure II-3b est formée de plusieurs coulées superposées, avec leurs niveaux scoriacés rubéfiés de base. La distribution de ces basaltes indique qu'ils ont fossilisé une paléo-vallée. Il est difficile de rattacher ces coulées à un centre volcanique du secteur car aussi bien la *Sierra Batamote* que le *Cerro San Pedro* sont situés largement plus à l'est (voir Fig. II-2). Les critères pétrographiques et chimiques nous permettront de préciser la position de ces basaltes dans la séquence stratigraphique d'ensemble (voir paragraphe III-3).

Le *Cerro Ladrilleros* (Fig. II-3c), est également constitué de dacites, légèrement plus porphyriques et renfermant des phénocristaux de plagioclase et d'amphibole, ce qui fait la différence avec les laves de la *Sierra Suvuk* qui contiennent principalement des cristaux d'orthopyroxène. La répartition spatiale des lignes de fluidalité, souvent proches de la verticale, et les changements de faciès de la roche (de saccharoïde au centre à vitreux vers les bordures) indiquent là aussi une mise en place sous forme de dôme, sans étalement latéral important. Les brèches sont des brèches d'écroulement qui marquent la limite de l'appareil (Fig. II-4). Une coulée de dacite de couleur gris-sombre, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur se distingue des autres affleurements du *Cerro Ladrilleros* (Fig. II-4) :

- [1] par sa texture vitreuse ;
- [2] par une fluidalité soulignée par l'alignement des phénocristaux d'amphiboles ;
- [3] par le fait que ces derniers sont parfaitement conservés, contrairement aux roches qui forment le dôme de la partie centrale dans lesquelles les amphiboles sont complètement rubéfiées par suite des circulations de fluides tardifs.

Cette coulée, recouvre un niveau de ponces flottées et sa position topographique, par rapport au dôme et au niveau de base actuel, montre qu'elle est plus récente.

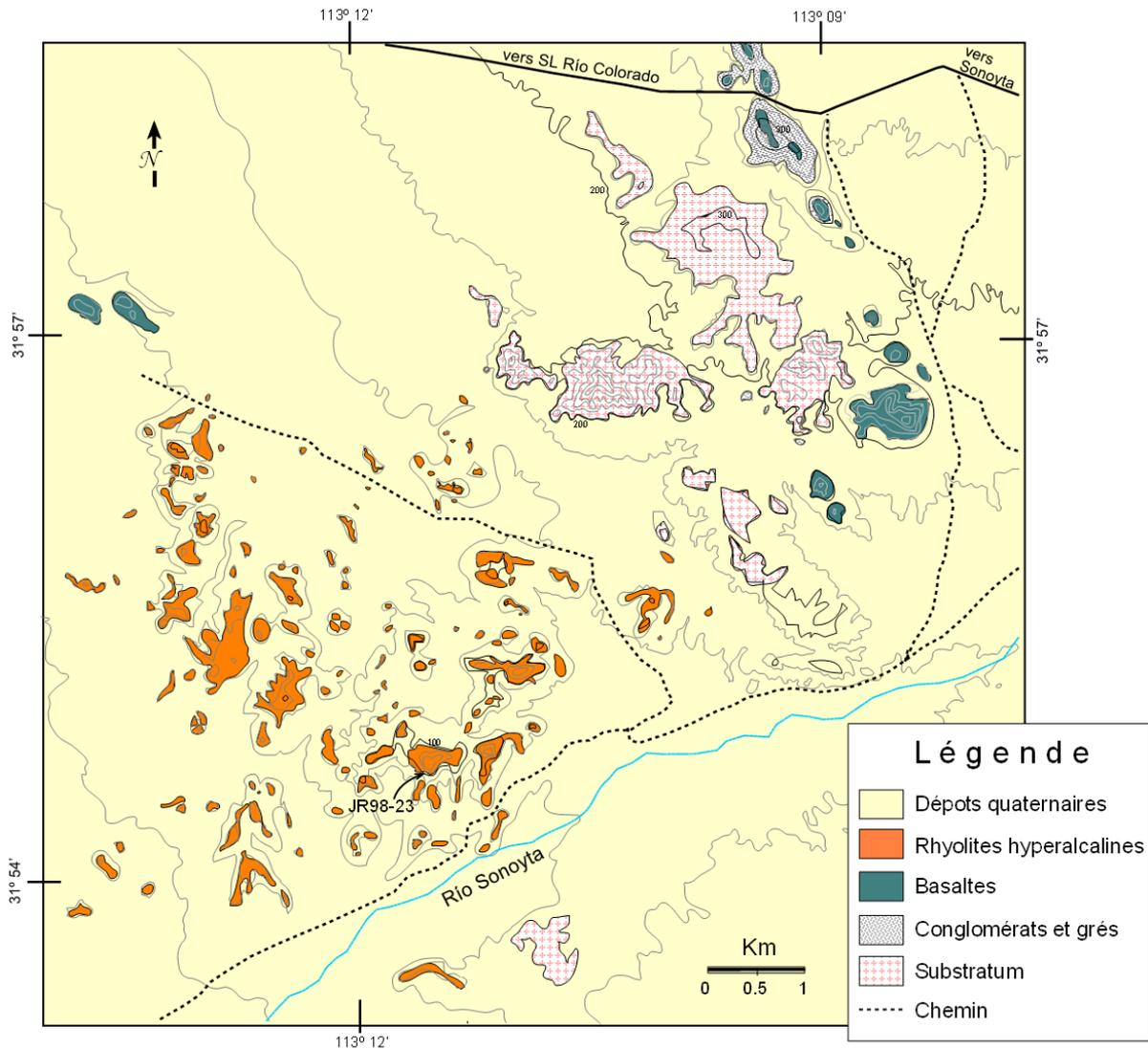


Fig II-5a : Carte des affleurements de rhyolites de la région de *Lomas del Norte*.

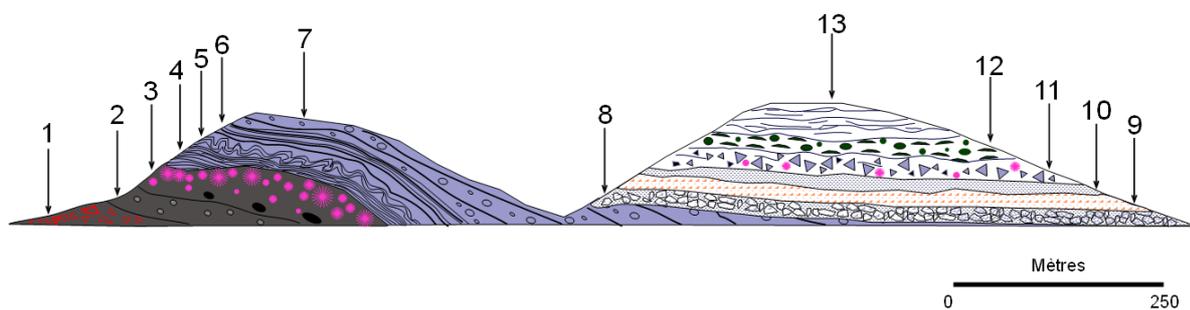


Figure II-5b : Coupe du *Cerro La Pirinola*, près de *Vidrios Viejos* (voir Fig. II-2 et Fig. II-3g).

Dôme de rhyolite : 1 - Faciès de base à blocs vitreux micro-poncifiés ; 2 - Faciès perlitique à nucleus d'obsidienne ; 3 - Niveau dévitrifié à sphérulites ; 4 - Niveau à fluidalité laminaire ; 5 - Niveau à fluidalité contorsionnée ; 6 - Niveau finement lité ; 7 - Coulée fluidale amygdalaire ; 8 - Faciès bréchique de bordure. **Ignimbrite hyperalcaline :** 9 - Niveau cendreux de couleur brun miel ; 10 - Niveau cendreux gris ; 11 - Zone bréchique avec blocs parfois métriques d'une roche acide hyperalcaline très finement cristallisée ; 12 - Niveau vitrophyrique à *fiammes* très aplaties, d'environ 1 m d'épaisseur ; 13 - Ignimbrite soudée de couleur gris-violacé. Echelle verticale non respectée.

I-2.b. Les rhyolites de Lomas del Norte et de Vidrios Viejos

Dans la région de *Lomas del Norte* (Fig. II-5a), les faciès que l'on observe correspondent à un ensemble de coulées et dômes-coulées de rhyolites. Des niveaux d'obsidienne, qui sont marqués dans la topographie par un léger ressaut, sont présents à la base des coulées. Les grottes que l'on observe à ce niveau (Fig. II-3f) résultent probablement d'une exploitation préhispanique de ce matériau. Vers le sommet de cette couche, qui fait 3-4 mètres d'épaisseur, l'obsidienne tend à se dévitrifier en donnant des sphérulites de couleur rosée, de quelques millimètres de diamètre. Ces sphérulites se développent préférentiellement le long de fractures courbes qui délimitent des boules d'obsidienne de 5 à 10 cm de diamètre (Fig. II-6). Ces fractures sont des *méga* fractures perlitiques, la boule étant elle-même, dans son ensemble, affectée par des fractures délimitant des billes de taille millimétrique. Une telle quantité de sphérulites témoigne de l'abondance de fluides piégés en base de coulée, en relation avec un épanchement dans des zones humides qui a favorisé le processus de dévitrification. Au-dessus de l'obsidienne s'observe une rhyolite parfaitement aphyrique de couleur rosée à bleutée, qui fait actuellement une quarantaine de mètres d'épaisseur. Cette lave a un débit laminaire à la base, mais des lignes de fluidalités très contournées au centre, ce qui souligne un écoulement



Figure II-6 : Sphérulites de couleur orangée se développant en surface de boules d'obsidienne (le capuchon de l'objectif fait 5 cm de diamètre).

plus visqueux. Dans la partie sommitale, la rhyolite est litée ; vésicules et amygdales y sont abondantes, ce qui montre qu'il s'agit de la surface originelle de la coulée. Les pointements de rhyolite de *Lomas del Norte* sont très morcelés et l'on n'observe jamais leur substratum. La distribution des faciès permet de penser qu'il s'agit d'un ensemble de coulées, mais les points de sortie sont difficilement identifiables. On ne peut dire par ailleurs si cette concentration de dômes est en relation avec une structure en caldera ou pas.

Les affleurements rhyolitiques sont plus limités au lieu dit *Vidrios Viejos* (Fig. II-2). Cet endroit était jusqu'à maintenant le seul affleurement référencé d'obsidienne dans le secteur du *Pinacate*. Il était plus particulièrement connu des archéologues [voir le site internet de [Shackley](http://www.swxrflab.net/swobsrscs.htm) <http://www.swxrflab.net/swobsrscs.htm>] étudiant les gisements source des outils d'obsidienne du sud-ouest des USA. Dans le secteur de *Vidrios Viejos*, deux types de gisements se juxtaposent. La plus grande partie de l'affleurement est constitué par une roche aphyrique, à diaclases serrées et souvent très verticales, changeant progressivement d'orientation. Les pendages de ces lignes de fluidalité dessinent une zone pratiquement circulaire qui délimite donc un dôme de rhyolite avec ses faciès de bordure bréchiqes (Fig. II-5b). C'est sur la bordure nord de cette structure volcanique que se localise le gisement d'obsidienne de *Vidrios Viejos* (Fig. II-3h), où subsistent d'évidentes traces d'exploitation préhispanique.

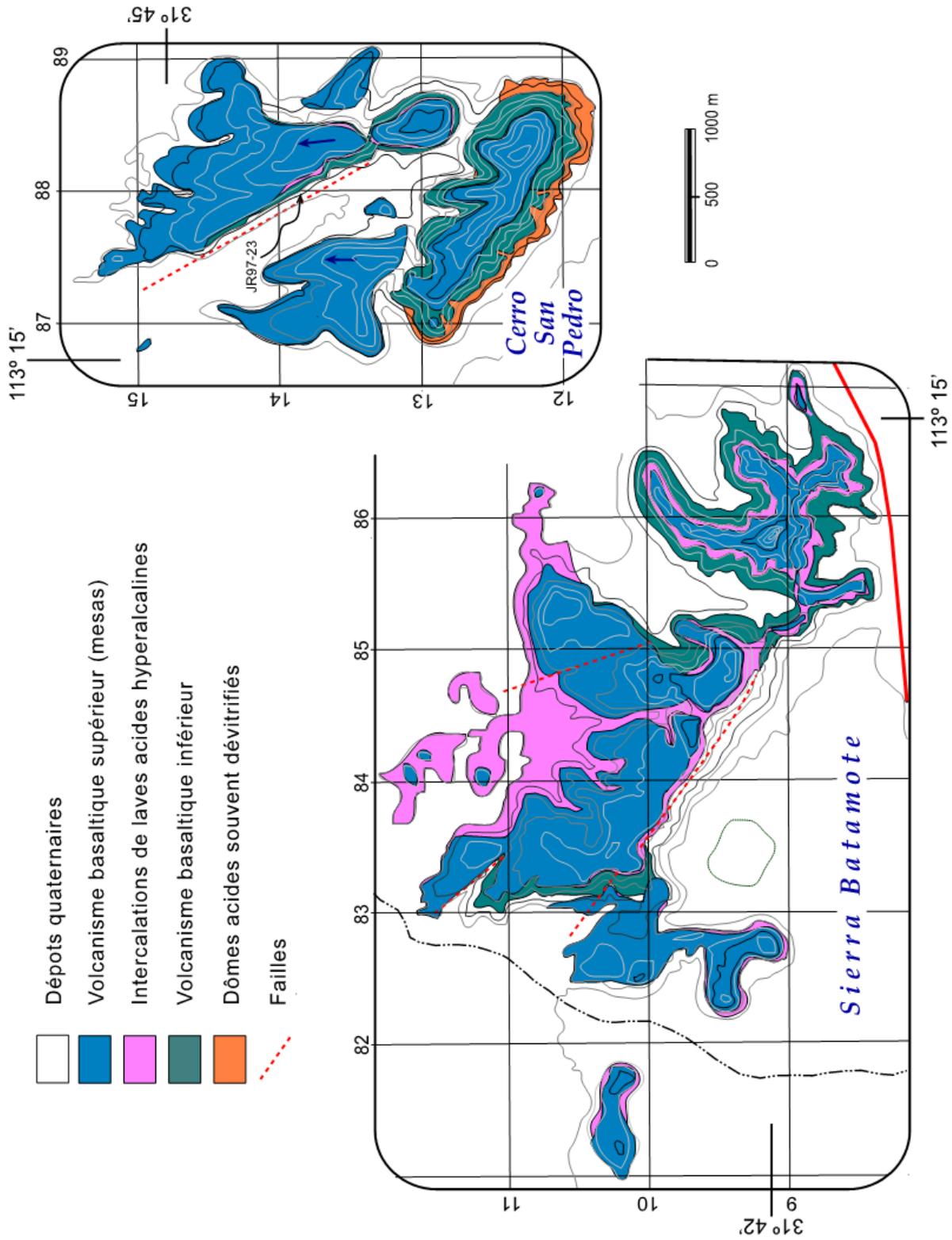


Figure II-7 : Carte géologique de la *Sierra Batamote* et du *Cerro San Pedro*.
 Intervalle entre les courbes de niveau de 20 mètres.

A quelques centaines de mètres, se dresse une petite butte, le *Cerro La Pirinola*, où la succession des faciès définit par contre clairement une coulée pyroclastique. On y observe en effet, de bas en haut (Fig. II-5b) :

- [1] un niveau de base de couleur brun miel d'environ 30 cm, qui correspond à un faciès de trempe de la coulée pyroclastique au contact du substratum
- [2] juste au-dessus, un niveau gris et cendreuse d'environ 70 cm
- [3] une zone bréchique, de coloration verdâtre d'un mètre d'épaisseur, renfermant des blocs parfois métriques d'une roche acide hyperalcaline très finement cristallisée (bloc situé au-dessus du carnet de terrain sur la photo de la Figure II-3g) qui correspond vraisemblablement à des fragments de la partie interne du dôme antérieur. Ce type de dépôt, qui s'apparente à des *lag-fall deposits* (Wright et Walker, 1977), indique la proximité d'un point de sortie
- [4] un niveau vitrophyrique noir, à *fiammes* très aplaties d'environ 1 m d'épaisseur
- [5] enfin, au sommet, une ignimbrite soudée de couleur violacée

I-2.c. Le volcanisme basique du Cerro San Pedro et de la Sierra Batamote

La piste qui mène au sommet du *Cerro San Pedro* (380 mètres), où sont installées des antennes du réseau de transmission hertzien (*micro-ondas*), est la seule coupe plus ou moins continue qui permette d'établir une chronologie des événements volcaniques dans le secteur étudié. Les premiers affleurements que l'on rencontre au pied de ce relief (Fig. II-7) sont des rhyolites de couleur blanc-rougeâtre largement dévitrifiées, avec des cristaux de quartz visibles à l'œil nu au cœur des sphérulites de dévitrification. La présence d'un débit en dalles fines et parallèles montre que l'on est sur la bordure d'un dôme. Les observations réalisées sur les dômes de lave actuels (Paz-Moreno et Demant, 1999) indiquent que les circulations de fluides sont particulièrement importantes dans la carapace externe de ces structures, ce qui favorise évidemment les phénomènes de dévitrification. D'autres affleurements de laves acides s'observent au sud-est du *Cerro San Pedro* ainsi qu'au *Cerro El Picú* (Fig. II-2, voir aussi Fig. II-14). Dans ce dernier affleurement, des poches d'obsidienne sont conservées au sein d'une roche très fracturée et hydrothermalisée parcourue de veines de silice de couleur rosée.

En continuant la coupe du *Cerro San Pedro*, on observe au-dessus des rhyolites, un niveau gréso-conglomératique très peu consolidé, de couleur claire, constitué principalement de fragments de socle et d'arène granitique, issus du substratum cristallin et métamorphique. Cette intercalation sédimentaire d'environ 5 mètres d'épaisseur, marque une pose dans l'activité volcanique et une reprise de l'érosion. Des basaltes très altérés, se débitant parfois en boules, affleurent au-dessus du niveau sédimentaire, à la faveur d'une entaille de la piste. D'abondantes vésicules remplies de calcite sont présentes au toit de ces coulées. Ces laves sont porphyriques, très riches en lattes de plagioclase et en olivines iddingsitisées. Elles affleurent sur une trentaine de mètres d'épaisseur. Ailleurs, elles sont généralement masquées par les éboulis de pente qui couvrent le flanc des mesas basaltiques. Jusqu'au sommet du *Cerro San Pedro*, s'observe ensuite une succession de coulées basaltiques, séparées parfois par de fines intercalations

gréseuses. La présence de sels et d'encroûtements calcaires dans les scories de base de certaines coulées du sommet conduit à penser que ces épanchements laviques sont arrivés dans des dépressions ou des vallées occupées par des poches d'eau, durant une période moins aride que la période actuelle. L'alternance sédiments détritiques-laves basiques du *Cerro San Pedro*, montre que l'activité volcanique était contemporaine des mouvements tectoniques verticaux responsables de la formation des bassins.

Au pied de la falaise bordant la mesa située au nord du *Cerro San Pedro*, s'observe un niveau sédimentaire grés-conglomératique présentant localement des stratifications entrecroisées (Fig. II-8). La différence par rapport aux grés de base décrits précédemment réside dans la présence de ponces flottées qui indiquent :

- [1] une sédimentation dans des bassins occupés, au moins temporairement, par des lacs
- [2] une activité volcanique acide très explosive dans le voisinage.

La séquence sédimentaire se termine par une coulée pyroclastique vitreuse de 2-3 m d'épaisseur, dont la texture perlitique et la couleur café, à sa base, soulignent un contact avec l'eau. Ce niveau volcanique acide n'est observable qu'à la faveur d'un effondrement qui s'est produit sur le flanc occidental d'une des mesas basaltiques (Fig. II-3d) et qui a mis à jour cette séquence constituée de sédiments et de tufs acides. Les coulées basaltiques qui forment le sommet des mesas l'ont recouvert et protégé de l'érosion. Les coulées supérieures ont entre 3 et 10 m d'épaisseur et des alignements de bulles correspondant à des tubes de dégazage (Williams et McBirney, 1979 ; Goff, 1996) y sont fréquents, indiquant la richesse en gaz de ces magmas basiques terminaux.

1-2.d. Chronologie des séquences volcaniques pré-Pinacate

La chronologie des séquences volcaniques tertiaires, établie à partir des observations de terrain, est résumée sur la Figure II-8. Les dômes de dacite de la *Sierra Suvuk* et du *Cerro Ladrilleros* sont les seules roches qui ne sont pas en contact direct avec les autres formations volcaniques. L'unique élément qui permet de leur assigner une position chronologique relative est le fait que les dacites de la *Sierra Suvuk* sont chapeautées par des basaltes.

C'est la coupe du *Cerro San Pedro* qui éclaire le mieux les relations chronologiques entre les différentes formations volcaniques. Elle nous a permis de mettre en évidence deux séquences distinctes : l'une, à la base, est constituée par des rhyolites (dévitrifiées) et des basaltes altérés. Elle est séparée de la séquence supérieure par un niveau de grès et de conglomérats. On retrouve dans la séquence qui forme les mesas, la même succession rhyolite - basalte qu'à la base. La minéralogie particulière (présence de fayalite) du tuf vitroclastique observé sous les basaltes supérieurs, permet de le rattacher aux manifestations rhyolitiques qui affleurent dans la région de *Vidrios Viejos* et de *Lomas del Norte*. Les intercalations grés-conglomératiques montrent par ailleurs que l'activité volcanique bimodale est contemporaine d'une phase d'érosion du socle cristallin, elle-même sans doute liée aux mouvements tectoniques distensifs qui ont favorisé la formation de bassins peu profonds où se sont accumulés, sans transport important, les sédiments.

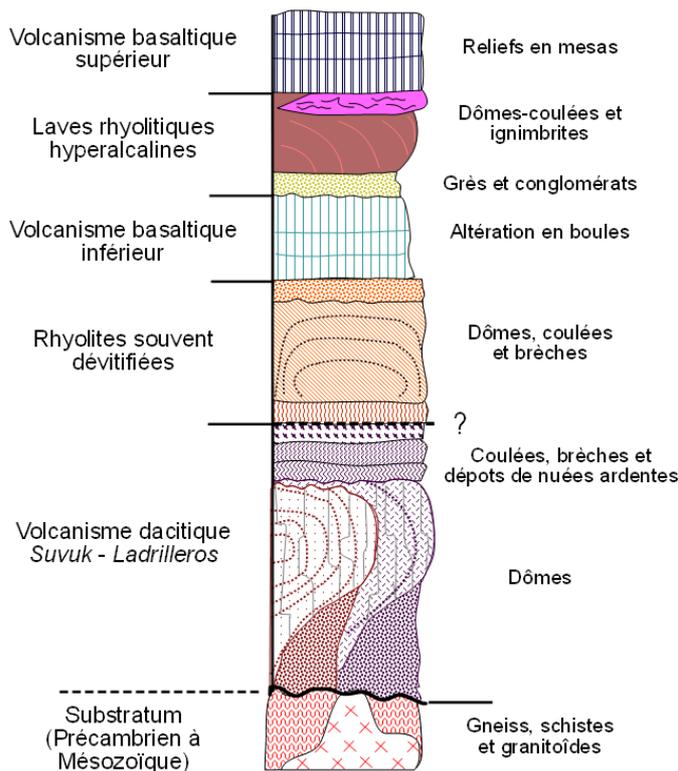


Figure II-8 : Colonne stratigraphique synthétique de la séquence pré-Pinacate.

Les rhyolites hydrothermalisées du pied du *Cerro El Picú* (Vidal-Solano, 2001) ont été rattachées, en raison de leur faciès et degré d'altération à la séquence acide que l'on observe à la base du *Cerro San Pedro*. Quant aux laves basiques du *Cerro Tres Mosqueteros* (Fig. II-2) et des autres affleurements situés au nord, isolés et perchés directement sur le socle, ils sont difficiles à replacer dans cette chronologie.

Afin de lever ces indéterminations et de disposer d'une chronologie plus précise, un certain nombre d'échantillons ont été sélectionnés pour être datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Cette étude a été réalisée en collaboration avec Amabel Ortega-Rivera du *Centro de Geociencias de l'UNAM*, à *Juriquilla*. Les résultats obtenus sont présentés et discutés dans le paragraphe suivant.

II.- Données géochronologiques

Une dizaine d'échantillons, prélevés à différents niveaux de la séquence stratigraphique, ont fait l'objet de datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les mesures ont été effectuées soit sur minéraux séparés soit sur roche totale. C'est cette dernière méthode qui a été utilisée pour les roches acides, car elles sont particulièrement pauvres en cristaux et souvent complètement vitreuses comme dans le cas des obsidiennes. Minéraux et roches ont été préparés selon les méthodes standard utilisées au laboratoire de *Juriquilla* (Mexique). Pour les datations sur minéraux séparés, après broyage, tamisage et lavage, ils ont été concentrés à l'aide d'un séparateur magnétique Frantz puis par l'utilisation de liqueurs denses sur les fractions 40–60 et 80-100 mesh, avant d'être sélectionnés au final sous la binoculaire. Pour les datations sur roche totale, c'est la fraction 40-60 mesh qui a été utilisée. Les échantillons, emballés dans une feuille d'aluminium, ont été irradiés en position 5C dans le réacteur nucléaire de l'Université *McMaster* à Hamilton, (Ontario, Canada) pendant 14,5 heures. Différents standards ont été inclus dans le lot pour évaluer le flux de neutrons. Pour plus de détails sur la technique analytique utilisée, se reporter à l'article d'Ortega-Rivera (2003).

Les mesures $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ proprement dites ont été ensuite effectuées au *Geochronology Research Laboratory* (Queen's University, Kingston, Ontario, Canada) selon la technique du chauffage par paliers décrite en détail par [Clark et al. \(1998\)](#). Les résultats ainsi obtenus sont reportés dans le [Tableau II-1](#) ; les données analytiques détaillées figurent en [Annexe I](#).

Les âges plateaux sont considérés comme significatifs lorsque l'âge apparent de 3 segments consécutifs, correspondant à au moins 55% d' $^{39}\text{Ar}_k$ libéré, est en accord, dans la marge d'erreur de 2σ , avec l'âge intégré du plateau considéré. Les plateaux ne sont pas toujours très réguliers en raison de pertes ou de gains en $^{39}\text{Ar}_k$. Des excès d'argon se traduisent par des âges plus vieux sur les premiers paliers, les pertes d'argon, à l'inverse, par des âges plus jeunes aux températures les plus basses. Les échantillons que nous avons analysés ne présentent jamais d'excès d'argon, les spectres caractérisant une perte d'argon sont par contre fréquents. Les âges intégrés sont obtenus en prenant en compte les âges de tous les paliers. Enfin, à partir des rapports isotopiques $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ on peut obtenir une isochrone qui donne un âge de corrélation ou âge isotopique (voir [Annexe I](#)). Si l'échantillon n'a pas subi d'évènement thermique postérieurement à sa mise en place, âge plateau, âge intégré et âge isotopique sont identiques.

Nous présenterons les données de géochronologie dans l'ordre stratigraphique établi précédemment ; nous discuterons au final, les modifications que nous conduisent à apporter les données géochronologiques au log stratigraphique synthétique de la [Figure II-8](#).

Echantillon	Localisation	Minéral ou roche	Code labo	Age intégré (Ma)	erreur 2σ	Age de corrélation	erreur 2σ	Age plateau (Ma)	erreur 2σ	Volume ^{39}Ar (%)
JR98-20	Sierra Suvuk	PI	L705	10,72	1,01	14,93	6,67	13,53	1,24	54,1
JR99-83	Cerro Ladrilleros	Hb	L714	10,18	1,28	12,00	2,82	11,08	1,45	63,9
PO3-27	Cerro El Picu	Obs	L726	14,66	0,23	14,21	1,82	15,30	0,26	43,8
JR98-23	Lomas del Norte	Wr	L715	13,75	0,29			14,19	0,19	90,7
PO3-22	Vidrios Viejos	Obs	L727	12,09	0,75			12,19	0,77	95,2
PO2-8	N de la Sierra Batamote	Obs	L730	11,74	0,16	12,17	0,10	12,17	0,15	95,5
		Obs-HCl	L743	12,11	0,11	12,30	0,38	12,10	0,10	97,1
		Wr	L716	12,04	0,12	11,93	1,76	12,08	0,11	94,3
91-30	Mesa N	PI	L712			19,78	2,44	19,82	2,20	40,1
JR98-21	Rte n°2	PI	L713	15,41	0,77	18,20	35,78	18,48	0,99	42,7
JR97-23	Base San Pedro	PI	L711	15,99	1,67	9,83	9,19	20,21	1,76	56,7

Tableau II-1 : Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des roches de la séquence pré-*Pinacate*.

Minéraux ou roches : Hb = hornblende ; PI = plagioclase ; Obs = Obsidienne ; Wr = roche totale. Les données détaillées figurent en [Annexe I](#). Le volume de ^{39}Ar (%) correspond au volume d'argon ayant servi à calculer l'âge plateau.

II-1. Age des dacites de la séquence Suvuk - Ladrilleros

Deux échantillons de dacites ont été datés. L'un correspond à une lave à plagioclases et deux pyroxènes d'un dôme de la *Sierra Suvuk* (JR98-20), l'autre (JR99-83) provient de la coulée dacitique vitreuse, à hornblende et orthopyroxène, du *Cerro Ladrilleros* (Fig. II-4). Le spectre d'âges obtenu avec les cristaux de plagioclase de l'échantillon JR98-20 a une forme en escalier (Fig. II-9), caractérisant une perte d'argon dans les premiers paliers. Un âge plateau de $13,53 \pm 1,24$ Ma (correspondant à 54,1% de l' ^{39}Ar libéré) est obtenu avec les trois derniers paliers. Nous considérons cette donnée comme la plus représentative de l'âge de la roche car elle correspond à des valeurs du rapport Ca/K du plagioclase (Annexe I) plus en accord avec les mesures microsonde (composition d'andésine, An_{45-50}). L'âge intégré est plus jeune ($10,72 \pm 1,01$ Ma) et l'âge obtenu avec l'isochrone $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} - ^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ est affecté d'une marge d'erreur très importante ($14,93 \pm 6,67$ Ma).

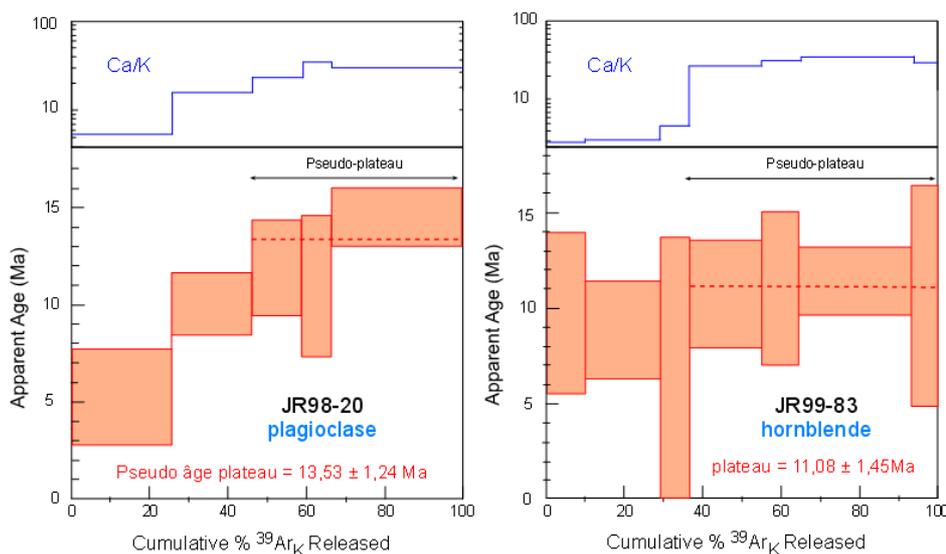


Figure II-9 : Spectres d'âges des dacites de la *Sierra Suvuk* et du *Cerro Ladrilleros*.

Les phénocristaux de hornblende de la dacite vitreuse du *Cerro Ladrilleros* (JR99-83) ont livré un âge intégré de $10,18 \pm 1,28$ Ma, dans la marge d'erreur de l'âge de corrélation ($12,00 \pm 2,82$ Ma), sans qu'un âge plateau ne soit bien défini. (Annexe I). Les cristaux d'amphibole présentent souvent une bordure de réaction avec le liquide, qui se développe lors de la phase de vésiculation et de mise en place de la lave en surface. Si l'on prend en compte le rapport Ca/K on constate que les trois premiers paliers ont des rapports très faibles (Fig. II-9) alors que pour les quatre derniers ces rapports sont en accord avec les données de microsonde. En ne sélectionnant que cette partie du spectre nous obtenons un pseudo-âge palier légèrement plus vieux ($11,08 \pm 1,45$ Ma pour 63,9% d' ^{39}Ar libéré), ce qui nous semble plus proche de l'âge de la roche. Ainsi, contrairement à ce que laissaient présager les morphologies déchiquetées de ces appareils, **les dacites de la séquence Suvuk - Ladrilleros ont un âge Miocène moyen**. C'est un premier apport important des données géochronologiques, qui nous aidera à mieux comprendre certaines observations pétrographiques, telles que des figures de mélange entre liquides dacitiques et rhyolitiques.

II-2. Age des rhyolites de Lomas del Norte et de Vidrios Viejos

Il était particulièrement important de dater les laves rhyolitiques car, comme nous l'avons vu précédemment, ces roches forment des affleurements très dispersés qui sont difficilement corrélables entre eux. Cependant, ce type de matériel n'est pas aisé à dater. Ces roches sont en effet assez aphyriques (voir paragraphe III-2), les cristaux sont de petite taille et il peut y avoir parmi ceux-ci des xéno-cristaux. Par ailleurs, dans les faciès très ponceux des minéraux secondaires peuvent remplir les vésicules, tandis que les laves sont parfois dévitrifiées. Les faciès qui se prêtent le mieux à une datation étaient donc les obsidiennes (*lagrimas de Apache*) ce qui, de plus, avait l'avantage de s'affranchir des problèmes de séparations minérales. Trois niveaux d'obsidienne ont été datés, ainsi qu'une rhyolite fluidale et un faciès microponcifié.

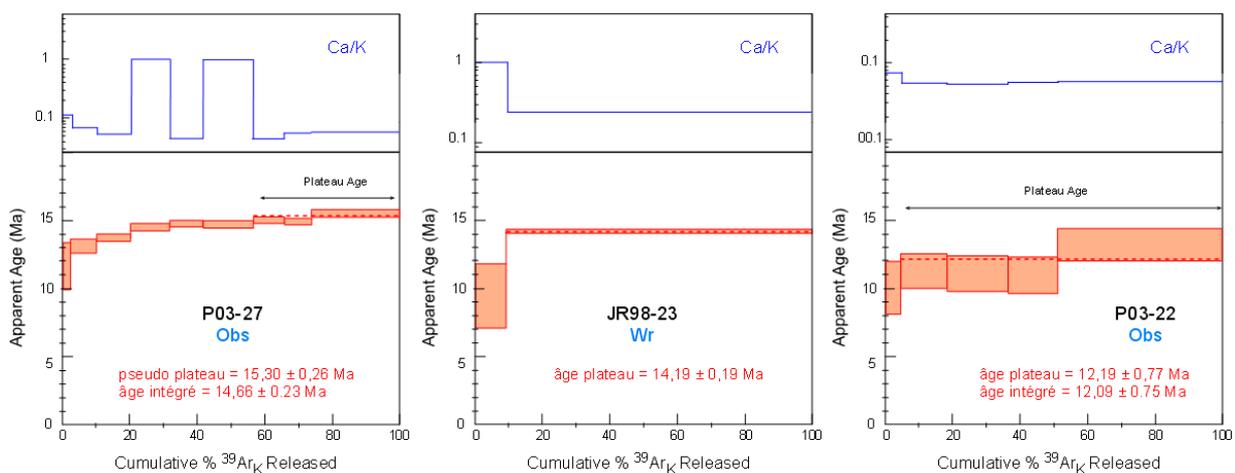


Figure II-10 : Spectres d'âges des rhyolites du *Cerro El Picú*, de *Lomas del Norte* et *Vidrios Viejos*.

Nous avons daté l'obsidienne du pied du *Cerro El Picú* (échantillon P03-27, Fig. II-2) car nous pensions qu'elle appartenait au groupe des roches acides anciennes (rhyolites situées sous la séquence basaltique de base du *Cerro San Pedro*) et parmi celles-ci, c'était le seul échantillon qui n'était pas complètement dévitrifié. Le spectre d'âge obtenu est caractéristique d'une perte d'argon (AOR-L726, Annexe I) avec des âges augmentant progressivement pour les paliers de plus haute température. Cette mesure a fourni un pseudo-plateau avec les derniers paliers (43,8% de l'³⁹Ar libéré), à $15,30 \pm 0,26$ Ma, valeur qui n'est finalement pas très éloignée, aux erreurs de mesure près, de l'âge intégré ($14,66 \pm 0,23$ Ma) ou de l'âge de corrélation isotopique ($14,21 \pm 1,82$ Ma). Les brusques augmentations du rapport Ca/K que l'on observe sur les paliers 4 et 6, pourraient correspondre à la présence de microfissures remplies de calcite. Une seconde datation, sur un autre fragment du même échantillon, a fourni le même âge intégré ($14,66 \pm 0,26$ Ma, Annexe I) et un pseudo-âge plateau de 15,36 Ma (69,36% d'³⁹Ar). Comme nous l'avons vu dans la description de terrain, cette obsidienne présente des signes évidents d'altération hydrothermale, susceptible d'avoir entraîné une légère perte d'argon.

L'échantillon (JR98-23) correspond à une rhyolite fluidale faisant partie de l'ensemble de dômes et coulées de *Lomas del Norte* (Fig. II-5a). Nous voulions ici préciser l'âge de ce massif, morcelé et érodé, par rapport à la succession observée à *Vidrios Viejos*. Cet échantillon

contenant peu d'argon, a été chauffé rapidement (deux paliers uniquement, **Annexe I**). Le pseudo-plateau que l'on obtient est donc équivalent à un âge de fusion totale de l'échantillon. L'âge du pseudo-plateau ($14,19 \pm 0,19$ Ma, pour 90,7% de l' ^{39}Ar libéré) est concordant avec l'âge de corrélation isotopique ($13,75 \pm 0,29$ Ma). Les marges d'erreur relativement faibles montrent que les rhyolites aphyriques n'ayant pas subi de dévitrification sont, comme les obsidiennes, de bons matériaux pour les datations.

Des «nuclei» d'obsidienne anhydre provenant de *Vidrios Viejos* (P03-22, **Fig. II-2**) ont donné un âge plateau de $12,19 \pm 0,77$ Ma et un âge intégré parfaitement similaire de $12,09 \pm 0,75$ Ma. En dépit de marges d'erreur un peu plus importantes, cet âge est clairement plus jeune que celui des rhyolites de *Lomas del Norte*. **L'épisode acide couvre donc une période de temps non négligeable.**

L'obsidienne (P02-8 obs), tout comme le niveau microponcifié qui lui est directement associé (P02-8 wr), situés au nord de la *Sierra Batamote* (voir **Fig. II-2**), ont fourni des âges plateaux parfaitement concordants ($12,17 \pm 0,15$ Ma et $12,08 \pm 0,11$ respectivement). Ils sont en outre très voisins des âges intégrés et des âges isotopiques (**Annexe I**) de sorte que cet âge de 12 Ma est particulièrement bien établi. Les spectres des échantillons P02-8 présentent un puits au niveau du deuxième palier, qui correspond par ailleurs à une légère augmentation du rapport Ca/K. Ceci pourrait correspondre à un phénomène d'altération de surface (calcite de type *caliche*) le long des fractures perlitiques qui déterminent le débit en *lagrimas de Apache* ou à des remplissages secondaires dans les vésicules du faciès microponcifié. Des fragments d'obsidienne ont donc été attaqués à l'HCl, et daté de nouveau (P02-8 Obs HCl, **Annexe I**).

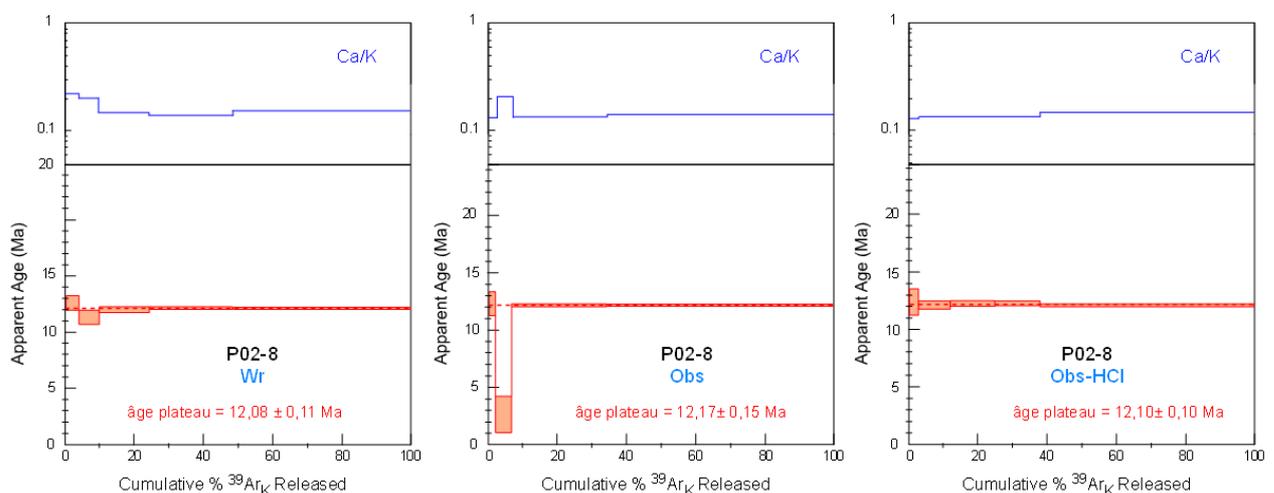


Figure II-11 : Spectres d'âges des rhyolites situées au nord de la *Sierra Batamote*.

On constate (**Fig. II-11**) que ce traitement a effectivement éliminé le puits du deuxième palier, ce qui permet d'obtenir un âge intégré ($12,10 \pm 0,17$ Ma) parfaitement concordant avec l'âge de corrélation isotopique ($12,31 \pm 0,38$ Ma). **Les affleurements dispersés situés au nord de la *Sierra Batamote* se rattachent donc au volcanisme acide de la région de *Vidrios Viejos*.**

Les âges obtenus sur les rhyolites démontrent que la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est parfaitement adaptée à la datation des roches acides vitreuses et plus particulièrement à celle des obsidiennes pour lesquelles les marges d'erreur sont très faibles. Les données géochronologiques mettent en évidence l'existence d'un important épisode de volcanisme acide d'âge Miocène moyen dans le secteur étudié. Ils permettent, par ailleurs, de distinguer au sein de cet ensemble, deux épisodes: [1] le premier regroupe les rhyolites de *Lomas del Norte* et celles du *Cerro El Picú*, mises en place entre 15 et 14 Ma ; [2] le second, daté à ~ 12 Ma, comprend les obsidiennes et les ignimbrites de *Vidrios Viejos* et les affleurements isolés situés au nord de la *Sierra Batamote*.

II-3. Age des roches basiques

Trois échantillons de basalte correspondant à des affleurements situés au nord du secteur d'étude, près de la route n° 2, et à une coulée provenant de la base du *Cerro San Pedro*, ont été datés sur plagioclase. Les problèmes relatifs aux datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de roches basiques sur plagioclase ont été déjà largement discutés dans d'autres travaux (Ortega-Rivera, 2003 ; Schulze *et al.*, 2004). Les marges d'erreur importantes obtenues dans ce cas sont dues principalement aux faibles teneurs en potassium de ces minéraux. On observe, par ailleurs, une différence importante entre les âges déterminés à partir des premiers paliers de chauffe et ceux obtenus à températures plus élevées (perte d'argon). Ces derniers, correspondant en général à plus de 40% de l' ^{39}Ar libéré et présentant une marge d'erreur plus faible (Fig. II-12), nous les avons considérés comme plus représentatifs de l'âge réel de la roche.

Le basalte 91-30 correspond à la mesa basculée et isolée, qui est située à l'extrémité nord-ouest du champ volcanique *El Pinacate* (voir la localisation sur l'image satellite de la Fig. II-1). Cette mesa basaltique repose directement sur des conglomérats provenant de l'érosion du socle précambrien et mésozoïque. Les mesures $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont donné un spectre en escalier, caractérisant une perte d'argon dans les premiers paliers. Un pseudo-plateau est obtenu avec le dernier palier, qui donne un âge de $19,82 \pm 2,20$ Ma, pour 40,1% de l' ^{39}Ar libéré. L'âge de corrélation obtenu avec les rapports isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ est très semblable ($19,78 \pm 2,44$ Ma). La position de ces basaltes et le fait que cette mesa soit légèrement basculée, montrent qu'un évènement tectonique est intervenu après leur mise en place, donc après 20 Ma. Il s'agit probablement de la phase qui a conduit à la mise en place des laves rhyolitiques, au Miocène moyen.

Un autre basalte provenant d'un gisement localisé un peu plus à l'est et au nord de la route n° 2 (JR98-21B, Fig. II-2) a également été daté. Cet affleurement forme avec ceux des *Cerros El Picú* et *Tres Mosqueteros*, un alignement de buttes témoins orientées N-S reposant directement sur le substratum. Les données obtenues sur plagioclase fournissent, là encore avec le dernier palier de chauffe, un pseudo âge plateau de $18,48 \pm 0,99$ Ma, correspondant à 42,7% de l' ^{39}Ar total libéré. Cependant, dans ce cas, l'âge de corrélation est entaché d'une erreur très importante (Annexe I). Compte tenu de la position stratigraphique assez semblable de cette lave par rapport à celle de l'échantillon 91-30, nous pensons que le pseudo-âge plateau est bien représentatif de l'âge de cette roche.

Le dernier échantillon de basalte daté (JR97-23) provient de la séquence de base du *Cerro San Pedro*. Les plagioclases d'une de ces coulées porphyriques ont donné un spectre très semblable à celui des échantillons du nord (Fig. II-12), marqué par des âges augmentant au cours du processus de chauffe. L'âge de $20,21 \pm 1,76$ Ma du dernier palier, qui correspond à 56% de l' ^{39}Ar libéré (Annexe I), est voisin de ceux obtenus sur les plagioclases des laves du nord (91-30 et JR98-21B). Ces trois âges confirment ainsi l'existence, dans ce secteur, d'un épisode de **volcanisme basique au Miocène inférieur**. Les âges plus jeunes indiqués par les premiers paliers sont en relation avec des phénomènes de diffusion de l' ^{39}Ar liés à des événements thermiques postérieurs, qui correspondent vraisemblablement au second cycle volcanique comprenant les rhyolites et les basaltes des mesas.

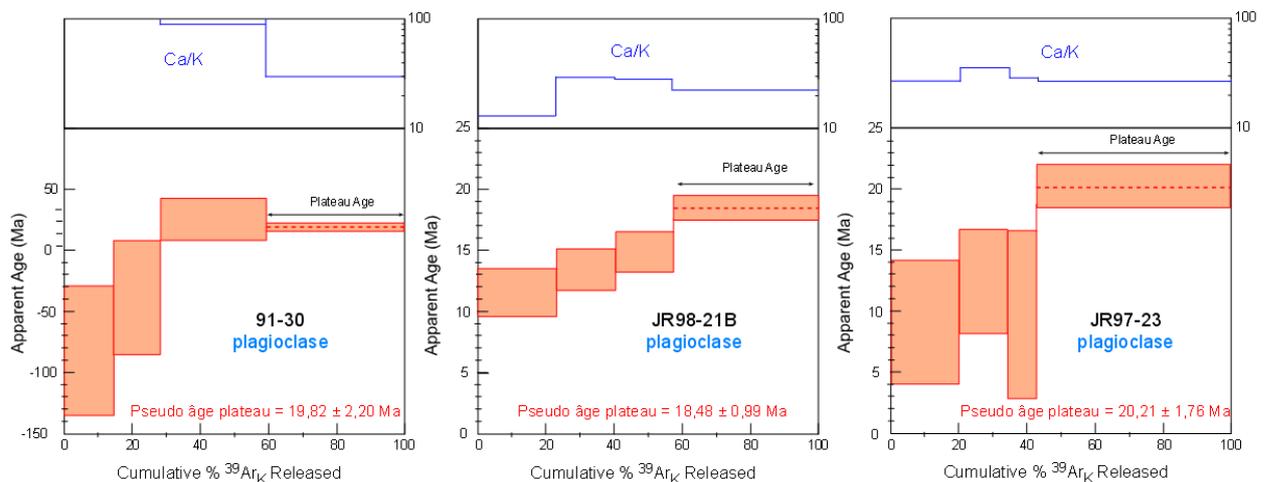


Figure II-12 : Spectres d'âges obtenus avec les échantillons de basalte.

II-4. Discussion

Les données géochronologiques nous permettent d'affiner la stratigraphie des formations volcaniques tertiaires de la séquence pré-*Pinacate*, ce qui nous conduira à modifier en partie le log stratigraphique établi par les données de terrain (Fig. II-8). Elles nous permettront, de même, de considérer l'activité volcanique miocène dans le cadre de l'évolution tectonique de cette région.

- Les datations indiquent tout d'abord que la **séquence volcanique pré-*Pinacate* couvre une période de temps d'environ 10 Ma**. Elle débute au Miocène inférieur (~20 Ma) - par des coulées de basalte qui ne sont actuellement préservées que sous forme de buttes témoin (*Tres Mosquetreros* et affleurements du nord, près de la route n° 2) - et se termine aux environs de 12 Ma, là encore par des manifestations basiques formant les mesas du *Cerro San Pedro* et de la *Sierra Batamote*. Une datation réalisée sur une des coulées de basalte du sommet du *Cerro San Pedro*, a en effet fourni un âge K/Ar de $12,61 \pm 0,27$ Ma (Lynch, 1981). Notons en passant que cet âge est dans la marge d'erreur de l'âge des obsidiennes de *Vidrios Viejos*. Ceci est corroboré par l'absence de discordance entre ignimbrite et basalte pour la mesa située au nord du *Cerro San Pedro* (Fig. II-3d).

- **Les dacites de la Sierra Suvuk et du Cerro Ladrilleros ont un âge relativement récent** (~ 14-12 Ma). Elles sont donc contemporaines de l'activité volcanique acide qui a édifié les dômes et les coulées rhyolitiques de *Lomas del Norte* et de *Vidrios Viejos*. Comme nous le verrons dans les paragraphes suivants, l'étude minéralogique (paragraphe III) confirme ce fait puisque des figures de mélange s'observent entre liquides dacitiques et rhyolitiques. La chimie (paragraphe IV) souligne, par ailleurs, le caractère "hybride" (entre calco-alcalin et hyperalcalin) de certaines laves acides.

- Au vu des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, nous sommes donc amenés à modifier la colonne stratigraphique. Le volcanisme différencié, qu'il s'agisse des dacites ou des rhyolites, se situe entre les basaltes de base et la séquence basique supérieure (Fig. II-13). La coupe du *Cerro San Pedro* a montré qu'entre la séquence de base et l'activité miocène postérieure existe un hiatus qui marque une discontinuité dans l'activité magmatique. Les dépôts grésos-conglomératiques, qui indiquent une érosion importante des reliefs avoisinants (formés principalement de roches du substratum cristallin et métamorphique) et les bassins dans lesquels ils s'accumulent, sont le résultat d'une phase tectonique de nature distensive. Nous pouvons dater le début de cette phase d'extension : elle est postérieure à 20-18 Ma, l'âge des basaltes de la séquence de base. Les rhyolites dévitrifiées qui affleurent sous la séquence basaltique de base du *Cerro San Pedro* font évidemment partie de la séquence plus anciennes (~ 20 Ma).

- Le volcanisme acide s'étale sur une période de temps relativement longue entre, au minimum 16-14 Ma - l'âge des plus vieilles roches acides que nous avons datées - et 12 Ma. Les dernières manifestations correspondent aux obsidiennes de *Vidrios Viejos* et à la coulée pyroclastique, visible sous la mesa du nord du *Cerro San Pedro* (Fig. II-3d), qui couvre une séquence détritique à nombreuses ponces flottées (érosion du matériel non soudé lié aux éruptions acides antérieures). Le fait que ce niveau acide soit recouvert directement par les mesas de la séquence basique supérieure, indique que rhyolite et basalte appartiennent à une même phase d'activité ce qui caractérise un **volcanisme de type bimodal**.

- L'activité tectonique distensive s'est poursuivie après 12 Ma. Elle est responsable de l'érosion et du basculement des reliefs, ce qui explique que le volcanisme Miocène moyen n'affleure que sous forme de reliefs isolés et plus ou moins ennoyés par des dépôts de pente. Les vastes cônes détritiques (*alluvial fans*) qui s'étalent au pied des reliefs sont une des caractéristiques morphologiques des zones désertiques du nord-ouest du Mexique affectées par la tectonique de type *Basin and Range* (Fig. II-14).

- Enfin, une lacune dans l'activité volcanique se manifeste dans la région entre la fin du Miocène moyen et le Quaternaire, période au cours de laquelle cette activité devient principalement basaltique et construit, plus à l'ouest, dans le secteur de la *Sierra Pinacate* proprement dite, un grand volcan bouclier alcalin, le *volcan Santa Clara* (voir Fig. II-1) et les nombreux cônes monogéniques ou maars Quaternaire récent à Holocène qui parsèment ses flancs (Paz-Moreno et Demant, 2004)

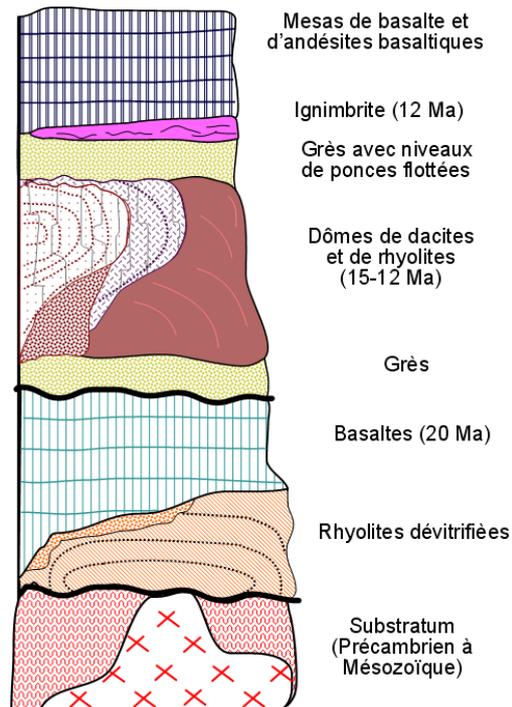


Figure II-13 : Chronostratigraphie des séquences volcaniques tertiaires dans la partie orientale de la *Sierra Pinacate*.



Figure II-14 : Morphologie du secteur situé au sud-est de la *Sierra Pinacate*. Vue prise du sommet du *Cerro San Pedro* en direction du sud-est. CP = *Cerro El Picú*. La *sierra* en arrière plan fait partie du substratum. Notez le morçèlement des reliefs, l'absence de végétation (en dehors de quelques *sahuaros*) et les dunes de sable ennoyant la topographie.

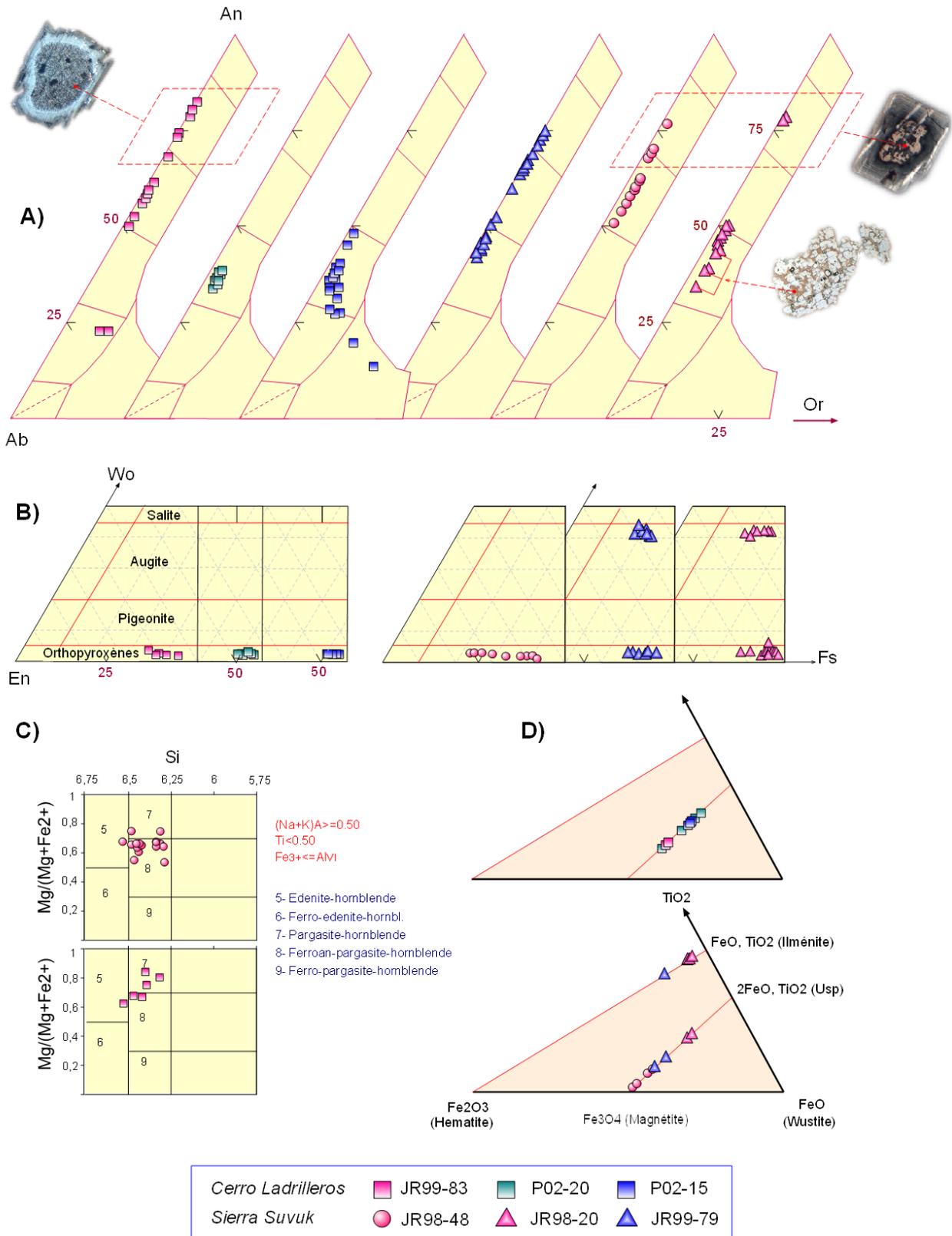


Figure II-15 : Minéralogie des laves dacitiques de la *Sierra Suvuk* et du *Cerro Ladrillos*. Classification des pyroxènes d'après [Morimoto et al. \(1988\)](#), des amphiboles d'après [Leake \(1978\)](#).

III. Chimie des phases minérales

Les données analytiques acquises à la microsonde électronique dans le cadre de cette thèse, complètent les résultats obtenus dans un travail antérieur qui avait pour but une première caractérisation des séquences éruptives de l'épisode pré-Pinacate (Vidal-Solano, 2001). L'ensemble des données de chimie minérale ont été obtenues sur la microsonde Cameca SX100 équipée de 5 spectromètres du "Service commun microsonde" (Université de Montpellier II). Les conditions analytiques standard sont les suivantes : tension d'accélération de 20 kV, courant de 10 nA, faisceau de 1 μm et des temps de comptage allant de 20 à 30 s suivant les éléments analysés. Les alcalins sont toujours déterminés en premier pour éviter les pertes en Na au cours de l'analyse. La précision analytique se situe entre 2 et 5% suivant les concentrations relatives des éléments. Les données détaillées de la microsonde figurent en [Annexe II](#).

III-1. Minéralogie des roches dacitiques de la Sierra Suvuk et du Cerro Ladrilleros

Les roches de l'épisode *Suvuk - Ladrilleros*, se distinguent par leurs textures moyennement porphyriques et un assemblage minéralogique constitué principalement de plagioclase et d'orthopyroxène. Des amphiboles calciques et des clinopyroxènes sont parfois associés, dans certains faciès, à ces deux constituants principaux. Les cristaux de plagioclase sont le plus souvent automorphes, mais ils présentent parfois un cœur corrodé et de nombreuses inclusions vitreuses. Ce type de texture est classique dans les roches intermédiaires calco-alcalines et interprété comme le résultat de mélange de magma (voir Demant, 1992). Une autre caractéristique de ces laves est de présenter des agrégats pluricristallins de plagioclase - clinopyroxène - orthopyroxène ou plagioclase - orthopyroxène - amphibole qui donnent à la roche un aspect gloméroporphyrique. De tels agrégats de cristaux peuvent résulter soit d'une cristallisation aux parois de la chambre magmatique soit de mélanges de magmas.

Les plagioclases sont les minéraux les plus abondants dans ces dacites, aussi bien en phénocristaux que dans la matrice. Les premiers ont une taille n'excédant pas 500 microns, tandis que les microlites ont une dimension, selon le grand axe d'allongement, inférieure à 50 μ . La composition des feldspaths est relativement complexe dans le détail ([Fig. II-15](#)). Les phénocristaux limpides [1], en équilibre avec le liquide, ont des compositions qui varient en fonction du Mg# de la roche (voir partie chimie). Les phénocristaux sont de type labrador-andésine (An_{68} à An_{50}) dans les roches les moins différenciées (JR98-48 et JR99-83) et de type andésine (An_{48} à An_{33}) dans les dacites les plus évoluées (P02-15 et P02-20). Les microlites atteignent des compositions très sodiques, oligoclase à anorthose (An_{23} à An_{13}). Les phénocristaux résorbés "nuageux" [2], ont des cœurs beaucoup plus calciques de labrador-bytownite (An_{82} à An_{75}) - ce qui indique qu'il s'agit de "xénocristaux" provenant d'un magma plus basique - avec des auréoles externes à composition de labrador-andésine (An_{69-46}). Dans l'échantillon JR98-20 s'observent, en outre [3], de grands phénocristaux d'andésine (> 500 μ) à nombreuses inclusions de verre brun clair, dont la composition varie de An_{35} au centre à An_{47} en bordure. Une telle zonation inverse indique que ces plagioclases sont aussi des "xénocristaux" mais provenant d'un magma plus acide. Leur cristallisation rapide, à la suite du

phénomène de mélange avec un liquide plus basique, a entraîné l'incorporation d'une grande quantité de liquide dans le réseau cristallin. Ces associations de feldspaths non à l'équilibre montrent que les dacites calco-alcalines sont des liquides complexes qui soulignent la diversité des processus intervenant dans les réservoirs magmatiques (Nixon, 1988 ; Wallace et Carmichael, 1994 ; Mortazavi et Sparks, 2004).

Les orthopyroxènes sont les minéraux ferromagnésiens les plus communs dans les dacites de la *Sierra Suvuk* ou du *Cerro Ladrilleros*. Ils apparaissent soit en cristaux isolés de tailles variées ($350 > x > 50 \mu$, Fig. II-16), soit en agrégats pluricristallins (Fig. II-17). Ils sont alors associés à des clinopyroxènes (JR98-20 et JR99-79) ou à des cristaux d'amphibole. Leurs compositions évoluent régulièrement depuis des termes relativement riches en magnésium pour les cristaux les plus grands, jusqu'à des compositions riches en fer pour les cristaux de plus petite taille [JR98-48 (Fig. II-15), $Wo_{2-3}En_{61-49}Fs_{36-46}$]. Trois échantillons ont des compositions parfaitement identiques (En_{61-50}). Dans ceux-ci, l'orthopyroxène est associé à de l'amphibole (JR99-83) ou à du clinopyroxène (JR98-20 et JR99-79). Les compositions les plus riches en fer ($Wo_2En_{46}Fs_{51}$) ont été, là encore, obtenues dans les dacites P02-15 et P02-20. Les cristaux d'orthopyroxène présentent assez souvent une bordure noire d'oxydes de fer, soulignant une diffusion du fer vers le liquide.

Les clinopyroxènes ne sont présents que dans deux échantillons, JR98-20 et JR99-79. Il s'agit soit de microphénocristaux ($> 200 \mu$) isolés, soit de phénocristaux associés à du plagioclase. Les analyses effectuées à la microsonde donnent des compositions d'augite proches de la limite avec les salites (Fig. II-15). Les cristaux s'enrichissent légèrement en fer du cœur vers la périphérie ($Wo_{40-42}En_{39-32}Fs_{20-25}$). La présence de l'association Opx - Cpx dans ces deux échantillons, permet d'estimer les températures de cristallisation des dacites. Les résultats obtenus avec le géothermomètre de Wells (1977) donnent des valeurs comprises entre 1 000 et 940° C.

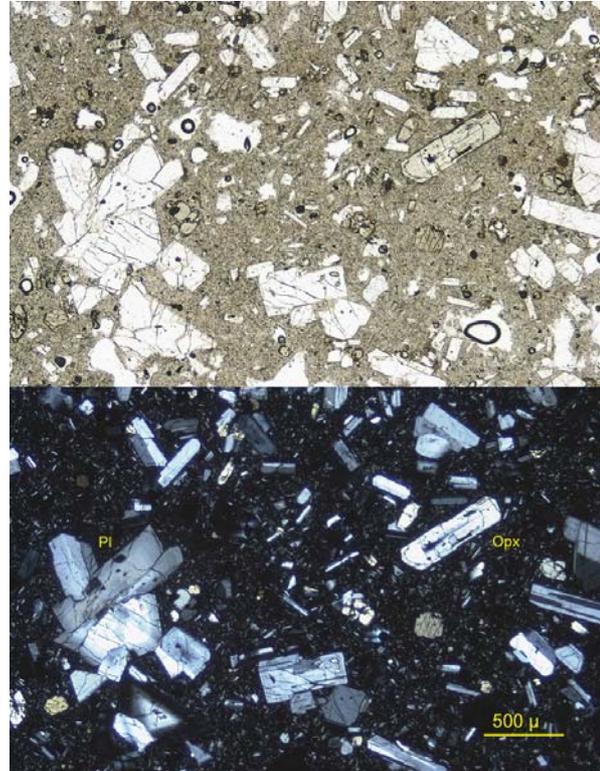


Figure II-16 : Dacite de la *Sierra Suvuk* à texture moyennement porphyrique (JR98-20), contenant l'association PI + Opx + Cpx.

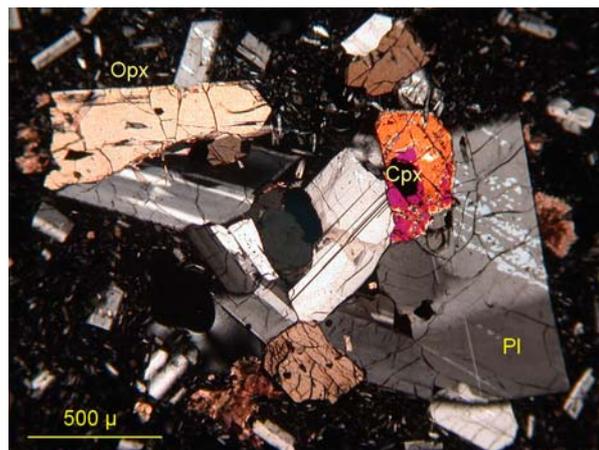


Figure II-17 : Agrégat Cpx + Opx + PI dans une dacite de la *Sierra Suvuk* (JR98-20).

Les amphiboles n'apparaissent que dans les dacites les moins évoluées (Mg# 48-51). Elles se présentent sous forme de cristaux isolés ou au sein de cumulats à orthopyroxène et plagioclase ou plagioclase seul. Les analyses obtenues sur ces deux échantillons de dacite (JR99-83 et JR98-48) sont relativement semblables (Fig. II-15), avec des compositions qui les situent dans le champ des amphiboles calciques (pargasite-hornblende à ferroan-pargasite-hornblende, Leake, 1978). Dans l'échantillon JR98-48, les cristaux présentent une zonation bien marquée (Fig. II-18) correspondant à une augmentation des teneurs en fer et titane, et une diminution de l'alumine vers la périphérie. Dans l'échantillon JR99-83 l'amphibole est plus abondante et l'on observe une petite différence de composition entre les cristaux des agrégats (plus pauvres en silice) et les phénocristaux de la lave (Fig. II-15). Les amphiboles ont des rapports Mg/Mg + Fe plus élevés que les cristaux d'orthopyroxène. Elles ont donc cristallisé précocément par rapport aux pyroxènes, ce qui est confirmé par les observations en lames minces.

Les oxydes de Fer-Titane sont en général des magnétites (Fig. II-15). Seules les dacites JR98-20 et JR99-79 contiennent aussi, associés aux pyroxènes des agrégats, à la fois de l'ilménite et de la titanomagnétite. Cette association est classiquement utilisée comme géothermo-baromètre dans le cas où les deux phases ont cristallisé simultanément (Buddington et Lindsley, 1964 ; Carmichael, 1967 ; Anderson, 1968 ; Spencer et Lindsley, 1981 ; Andersen et Lindsley, 1985). Les températures obtenues avec les méthodes de calcul préconisées par ces auteurs sont comprises entre 1 000 et 920°C, pour des fugacités d'oxygène de $\log f_{O_2} = -8$ à $-10,5$. On peut remarquer que ces températures sont identiques à celles obtenues avec le géothermomètre Opx - Cpx. Le fait que les amphiboles soient relativement rares dans des roches aussi différenciées, est sans doute une conséquence de ces températures élevées et/ou de teneurs en eau faibles de ces liquides.

Le verre de la matrice est transparent et renferme de très fins microlites de plagioclase. Il a des teneurs en SiO₂ qui sont comprises entre 72 et 78 %. Les teneurs en alumine sont relativement basses (11-12 %), comme celles en sodium (3-2 %), alors que les teneurs en potassium sont plus élevées et comprises entre 3 et 5 %. Dans l'échantillon JR99-79 coexistent deux types de verre, l'un transparent, l'autre de couleur jaune-brun. Ce dernier est plus riche en alumine et en calcium. Nous verrons dans le chapitre consacré à la chimie de ces laves que ceci peut être le reflet de phénomènes de mélange. Enfin, dans les deux laves les plus différenciées (rhyodacites P02-15 et P02-20) s'observe, dans certaines parties de la mésostase, de la tridymite.

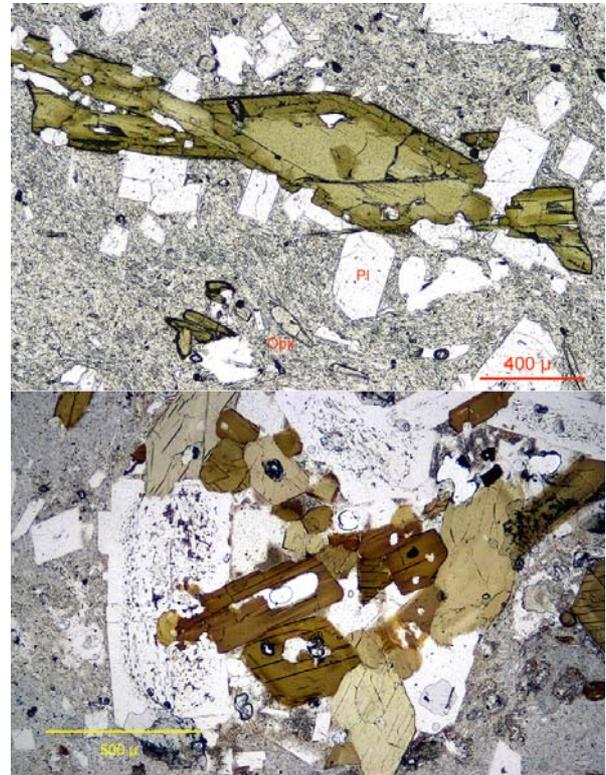
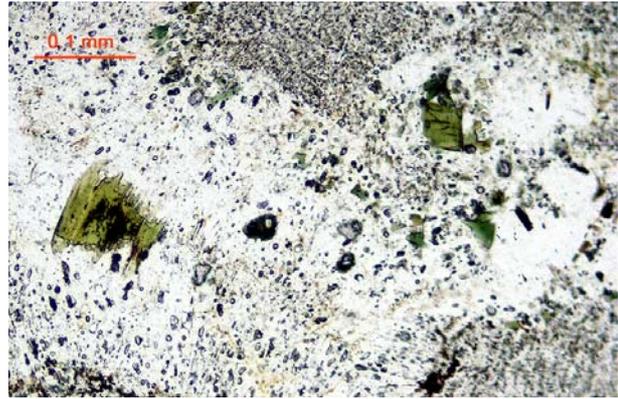
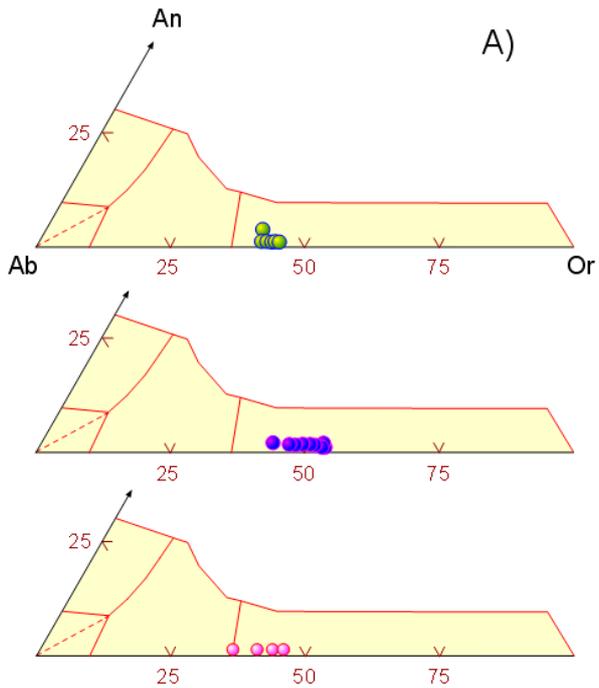
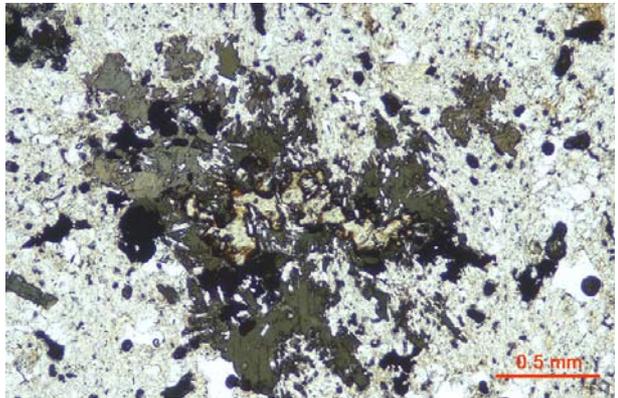
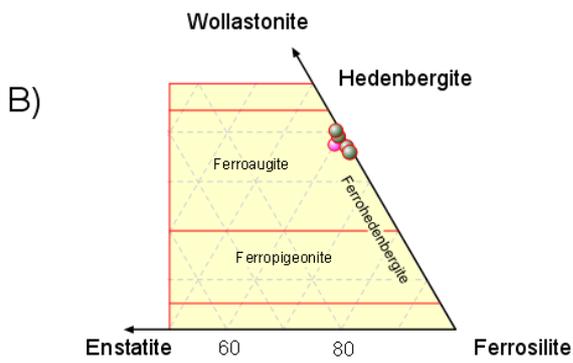


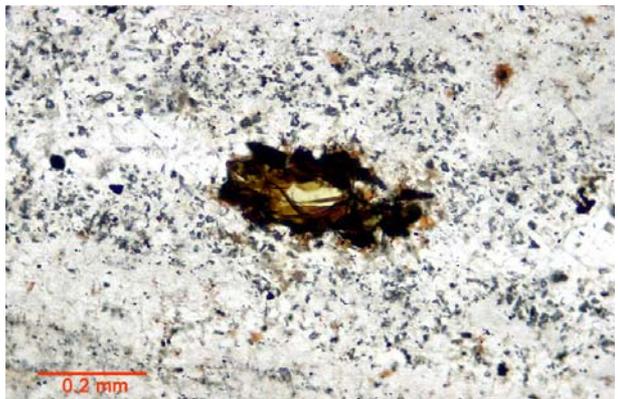
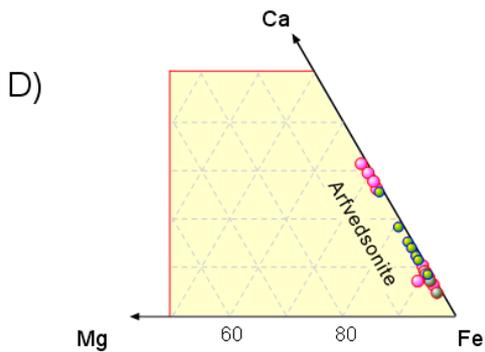
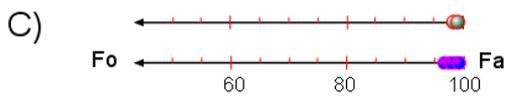
Figure II-18 : Cristal d'amphibole zoné de la coulée récente du *Cerro Ladrilleros* (JR99-83) et agrégat Plagioclase + Amphibole d'une dacite de la *Sierra Suvuk* (JR98-48).



a.- Cristallisation tardive d'une amphibole sodique pléochroïque au sein de l'association sanidine + quartz dans les lignes de fluidalité riches en gaz. Rhyolite agpaïtique de *Vidrios Viejos* (JR98-31A).



b.- Cristal de fayalite entouré par une amphibole sodique de type arfvedsonite. Rhyolite agpaïtique de *Vidrios Viejos* (JR99-82).



c.- Cristaux jaune miel de fayalite entourés d'une auréole d'oxydes de fer. Rhyolite agpaïtique de *Lomas del Norte* (JR98-23).

● JR97-19	● JR98-31A
● JR99-82	● JR98-23A

Figure II-19 : Aspect microscopique et minéralogie des rhyolites hyperalcalines.

III-2. Minéralogie des rhyolites du Miocène moyen

Les rhyolites dévitrifiées de la base du *Cerro San Pedro* sont, en lame mince, moyennement porphyriques. Elles contiennent des phénocristaux de feldspath alcalin, de plagioclase et de quartz à “golfs de corrosion”. En raison d’une altération importante par les fluides tardifs ayant circulé dans ces dômes, les minéraux ferromagnésiens sont rarement conservés et la matrice est entièrement dévitrifiée sous forme de sphérulites de quartz et de feldspaths alcalins. Les rhyolites de *Lomas del Norte* et de *Vidrios Viejos* sont plus aphyriques ; elles se présentent souvent sous forme d’obsidienne à la base des coulées ou en bordure des dômes. Dans les zones refroidies moins brutalement, elles montrent des associations minéralogiques bien conservées, caractéristiques de liquides acides hyperalcalins. Ce sont ces faciès que nous avons plus particulièrement étudiés à la microsonde.

III-2.a. Minéralogie des rhyolites hyperalcalines

Dans les rhyolites de *Lomas del Norte* et de *Vidrios Viejos*, les phénocristaux sont le plus souvent de petite taille (< 200 μ). L’association minéralogique la plus caractéristique comprend des feldspaths alcalins, des pyroxènes légèrement colorés en vert, et de rares cristaux de fayalite. Ces microcristaux se concentrent plus particulièrement dans les lignes de fluidalité, de forme allongée où se sont concentrés les gaz et qui marquent la direction de l’écoulement de la lave. La matrice est assez fréquemment perlitique. Les faciès plus microcristallins ont une **texture agpaïtque** caractérisée par la cristallisation tardive des minéraux ferromagnésiens au cœur des assemblages de quartz et de feldspath alcalin.

Les feldspaths alcalins sont les constituants principaux de ces laves acides. Ils se présentent sous forme de microphénocristaux (100-200 μ) automorphes ou de microcristaux interstitiels (~ 50 μ) mais également en cristaux aciculaires à disposition radiale dans les sphérulites de dévitrification ou les lignes de fluidalité (cristallisation en présence de fluides). La composition des feldspaths est relativement uniforme ; il s’agit de sanidines riches en sodium ($An_{1-2}Ab_{45-54}Or_{43-52}$, Fig. II-19), qui présentent en outre des teneurs relativement élevées en fer (1-3%, Annexe II) pour des feldspaths de cette nature.

Les pyroxènes sont exclusivement des microphénocristaux subautomorphes de clinopyroxène (10-20 μ) qui ont une couleur vert pâle en lumière polarisée (LP). Ces minéraux sont particulièrement riches en fer ($Wo_{37-39}En_{0,2-0,4}Fs_{59-62}$) mais par ailleurs pauvres en sodium (~ 2,5 %) ce qui les classent dans le groupe des **ferrohédénbergites** (Fig. II-19) et les différencie des aégyrines, qui sont des espèces minérales beaucoup plus riches en sodium (Deer *et al.*, 1978).

La fayalite apparaît soit en cristaux relativement précoces entourés par une auréole de cristaux d’amphibole (Fig. II-19b), soit en microcristaux (30 à 120 μ) de couleur jaune miel localisés dans les lignes de fluidalité de la lave. Les cristaux isolés de fayalite ont leurs bordures et leurs fractures envahies par des oxydes/hydroxydes de fer (Fig. II-19c). Ces cristaux ont des compositions très proches du pôle **fayalite** pur (Fa_{96-98} , Fig. II-19).

Des amphiboles sont présentes dans la plupart des échantillons. Elles ont un pléochroïsme très fort avec des colorations évoluant du vert au bleu-sombre (Fig. II-19a et II-19b). Il s'agit de variétés ferrifères et sodiques (Annexe II) de type **arfvedsonite** (Deer *et al.*, 1978a). Ces amphiboles ont environ 50 % de silice et des teneurs en fer comprises entre 29 et 37 %. Elles sont riches en sodium (6-8 %) mais renferment également un peu de potassium (1-2 %). Elles sont par contre, le plus souvent, pauvres en calcium (1,5-2,5 %). Une évolution progressive depuis des termes plus riches en calcium (~ 11 %) est cependant observée dans l'échantillon JR97-19 à texture agpaïtque. Si l'on reporte les analyses dans le diagramme Ca-Mg-Fe des pyroxènes (Fig. II-19) on constate que les amphiboles sont plus riches en fer et plus pauvres en calcium, ce qui est en accord avec leur cristallisation très tardive dans ces roches.

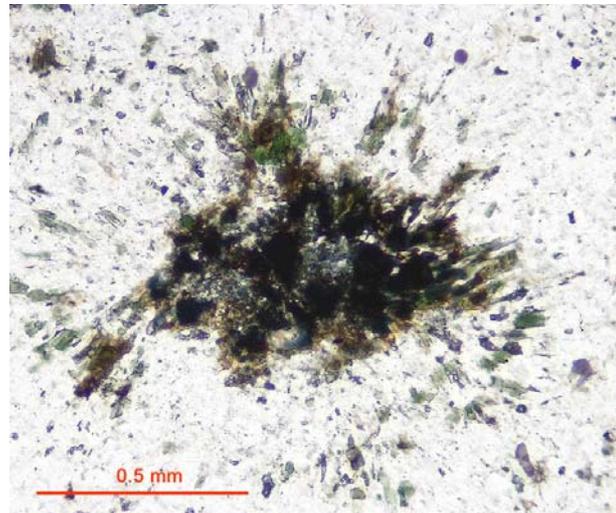


Figure II-20 : Arfvedsonite et ænigmatite en assemblages fibro-radiés. Rhyolite agpaïtque de *Vidrios Viejos* (JR97-19).

Dans les rhyolites hyperalcalines à texture agpaïtque du secteur de *Vidrios Viejos*, des minéraux brun-noir quasiment opaques (Fig. II-20) s'observent en inter-croissance avec les gerbes d'arfvedsonite. Les analyses réalisées à la microsonde montrent que ces minéraux sont pauvres en silice (~ 40 %), riches en fer (~ 40 %) et qu'ils contiennent également du sodium (5-7 %) et du titane (7-8 %) (Annexe II). De telles compositions s'apparentent à celles d'un minéral qui est assez commun dans les séries hyperalcalines sursaturées en silice : l'**ænigmatite** (Girod, 1971 ; Deer *et al.*, 1978a).

Les verres que nous avons analysés dans les rhyolites hyperalcalines, ont des teneurs faibles en alumine (11-12 %), élevées en alcalins (> 7%) et plus particulièrement en potassium (~ 5 %), mais ils sont également riches en fer (2-3 %) pour des liquides aussi différenciés.

En conclusion, **la minéralogie** que l'on observe dans les **rhyolites de *Lomas del Norte* ou de *Vidrios Viejos*** - caractérisée par la présence de sanidine sodique et l'absence de plagioclase, de pyroxène vert de type ferrohédénbergite, d'amphibole sodique de type arfvedsonite, de fayalite et d'ænigmatite - **est typique de roches acides hyperalcalines** (Sutherland, 1974 ; Mahood, 1984 ; Bohrsen et Reid, 1997). Une telle association minéralogique permet de différencier ces rhyolites hyperalcalines des laves acides calco-alcalines. Au Miocène moyen coexistent donc, dans le secteur du *Pinacate* à l'extrémité nord-ouest de l'Etat du Sonora, deux types de magmatismes d'affinités très différentes. L'un a des caractéristiques de volcanisme de subduction, phénomène qui a marqué pendant une longue période le contexte géodynamique de la marge pacifique du Mexique, l'autre signe au contraire une tectonique en extension de type rift (Macdonald, 1974b ; Wilson, 1989 ; Winter, 2001).

III-2.b. Phénomène de mélange dans les tufs situés à la base des falaises de basalte, au nord du Cerro San Pedro

Entre la séquence basaltique de base et les coulées qui forment les reliefs en mesas du *Cerro San Pedro* et de la *Sierra Batamote* s'observent, comme nous l'avons vu lors de la description des différents affleurements, des niveaux pyroclastiques et des produits acides remaniés. C'est plus particulièrement le cas, sur le rebord occidental de la mesa située au nord du *Cerro San Pedro* (Fig. II-3d). Deux faciès ont été étudiés en détail à la microsonde. Un niveau de tuf ponceux relativement aphyrique (échantillons JR97-13A et P02-13A), caractérisé en lame mince par la présence de deux types de verres, l'un parfaitement transparent, l'autre plus sombre, de couleur café (Fig. II-21). Le tuf ignimbritique soudé (P02-14), situé au-dessus, juste sous la corniche de basalte, est par contre très porphyrique. Il renferme des associations minéralogiques souvent en déséquilibre, correspondant à des liquides très différents (Fig. II-22 et Fig. II-23), ce qui témoigne de processus pétrogénétiques complexes intervenus dans un réservoir proche de la surface. Les cristaux sont par ailleurs souvent isolés et fragmentés ce qui est en accord avec leur mise en place par des dynamismes éruptifs violemment explosifs.

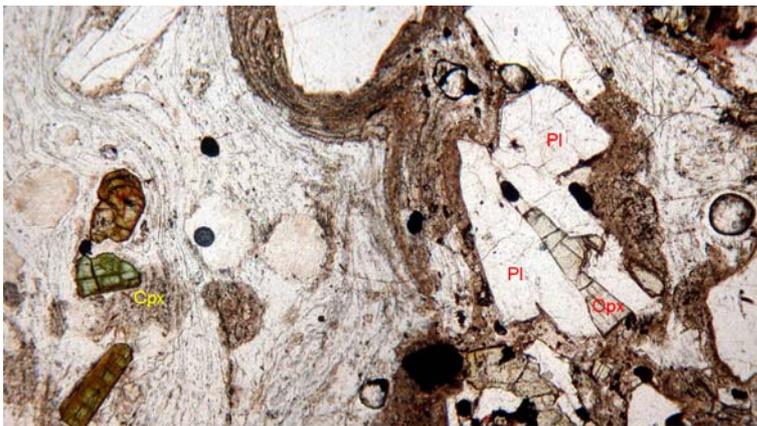


Figure II-21 : Mélange entre liquide hyperalcalin (clair, avec Cpx riche en fer de couleur verte) et liquide dacitique (brun, avec association PI + Opx + Am) dans les produits volcaniques acides trouvés sous la mesa basaltique du nord du *Cerro San Pedro* (P02-14).

Les minéraux les plus abondants dans ces niveaux pyroclastiques sont des feldspaths. Il s'agit tout d'abord de phénocristaux sub-automorphes et zonés de plagioclase, dont la taille est comprise entre 500 et 1 000 μ . Ces feldspaths se trouvent généralement associés à des cristaux de pyroxène, d'olivine ou d'amphibole, au sein d'agrégats pluri-cristallins. Ils ont des compositions au cœur de labrador-andésine (An_{65-50}), évoluant vers des termes plus sodiques en bordure (andésine An_{39-32} , Fig. II-22A). En dehors des plagioclases, s'observent également des phénocristaux ($> 1\ 500\ \mu$) automorphes de feldspath alcalin. Les analyses microsonde donnent des compositions qui les situent dans le champ des anorthoses ($An_1Ab_{70-66}Or_{29-33}$). Ces cristaux sont légèrement plus riches en sodium que les feldspaths alcalins des rhyolites de la région de *Lomas del Norte* ou de *Vidrios Viejos* (Fig. II-22A).

Des olivines sont présentes dans ces tufs pyroclastiques sous-basaltiques. Elles sont le plus souvent envahies par des oxydes de fer et se présentent soit sous forme de cristaux isolés, soit au centre d'agrégats de phénocristaux. Les analyses microsonde soulignent la présence de 2

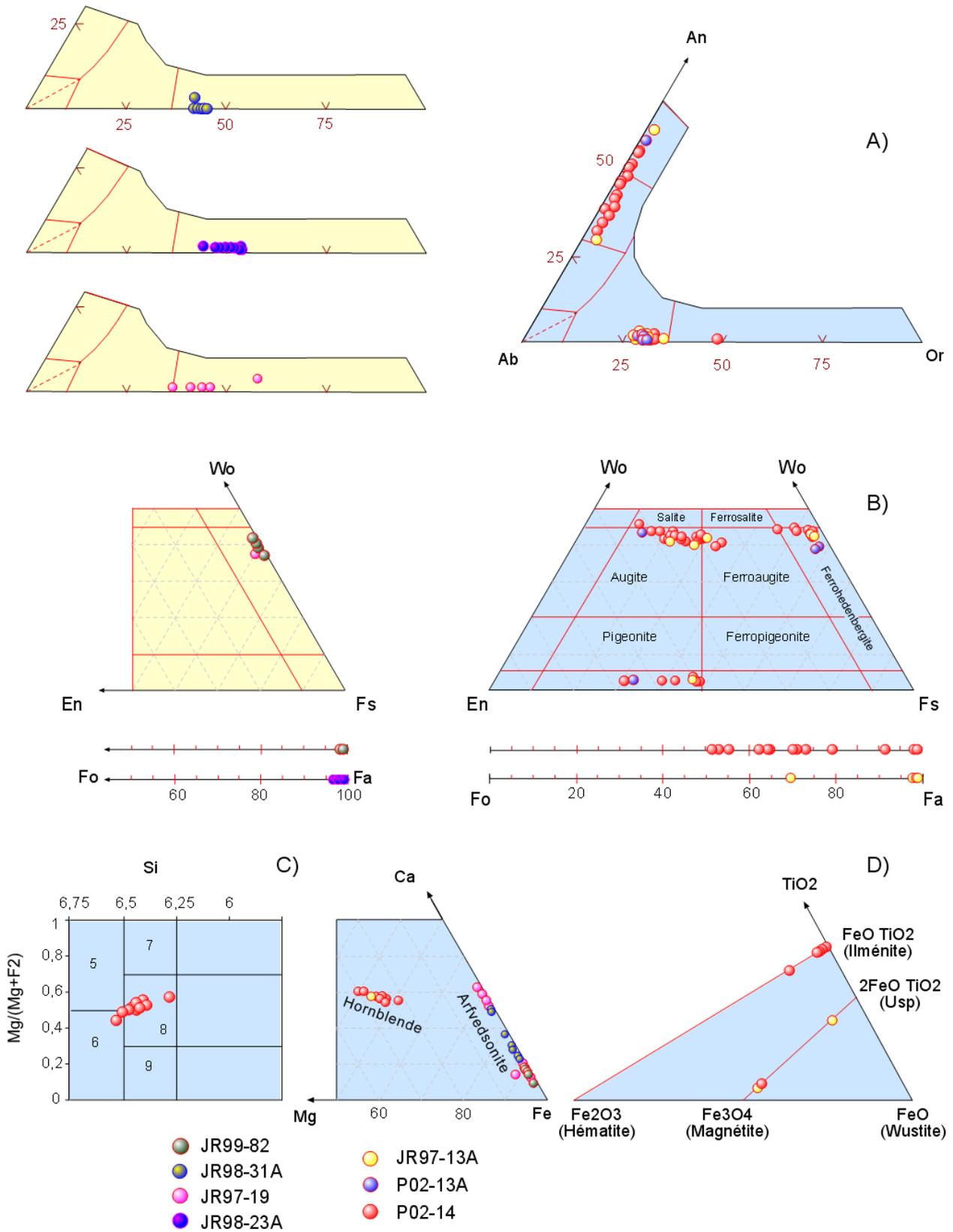


Figure II-22 : Minéralogie des tufs rhyolitiques de la mesa située au nord du *Cerro San Pedro* (fond bleu), comparée aux associations minéralogiques caractéristiques des rhyolites hypercalcalines.

populations de compositions distinctes, avec d'une part des olivines riches en fer de type fayalite (Fig. II-22B) et, d'autre part, des olivines plus magnésiennes (Fo₄₈₋₄₅) évoluant vers des termes riches en fer (Fo₃₈₋₂₀). Les fayalites (Fa₉₂₋₉₉) se présentent exclusivement sous forme de phénocristaux xénomorphes, d'environ 500 µ, isolés dans la matrice vitreuse. Comme nous l'avons vu, ces cristaux sont caractéristiques des rhyolites hyperalcalines affleurant dans le secteur de *Lomas del Norte* et de *Vidrios Viejos*. Les olivines "magnésiennes" correspondent au contraire à des cristaux partiellement résorbés et entourés par des assemblages de cristaux de pyroxène, d'amphibole et de plagioclase (Fig. II-23).

Les pyroxènes ont également des compositions très variées. On observe tout d'abord des orthopyroxènes, en phénocristaux sub-automorphes bien conservés, dont la taille est comprise entre 800 et 1 500 µ. Ils sont généralement associés à des phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase. Ils ont des compositions qui varient depuis un pôle riche en magnésium (Wo₃En₆₇Fs₃₀) jusqu'à des termes plus ferrifères (Wo₃En₄₉Fs₄₇). Les phénocristaux de clinopyroxène sont plus abondants et ils se répartissent, sur le diagramme Wo-En-Fs, en deux groupes avec, d'un côté, des pyroxènes calciques et ferro-magnésiens et, de l'autre, des termes très riches en fer se situant près du pôle hédénbergite (Fig. II-22B). Ce deuxième groupe correspond à des cristaux d'environ 500 µ, légèrement vert en LP, qui sont soit isolés soit associés à du feldspath alcalin. Ces cristaux, contrairement aux cristaux de ferrohédénbergite des rhyolites hyperalcalines, renferment une quantité de magnésium non négligeable (Wo₄₄₋₄₃En₁₀₋₂Fs₄₅₋₅₅, Annexe II). Les pyroxènes calciques se présentent quant à eux sous différents habitus. [1] Les cristaux associés avec plagioclase et olivine dans les agrégats (Fig. II-22B et Fig. II-23), ne sont pas à l'équilibre ; ils sont entourés et partiellement envahis par de l'amphibole. Ces pyroxènes de type augite, ont des teneurs élevées en calcium et en magnésium (Wo₄₆₋₄₃En₄₁₋₃₄Fs₂₁₋₁₂). [2] Les cristaux isolés ou associés uniquement à du plagioclase (500 µ à moins de 300 µ), ont des compositions qui évoluent progressivement vers des compositions beaucoup plus pauvres en calcium et plus riches en fer (Wo₄₂₋₄₁En₃₇₋₂₅Fs₂₁₋₃₄), de type ferroaugite.

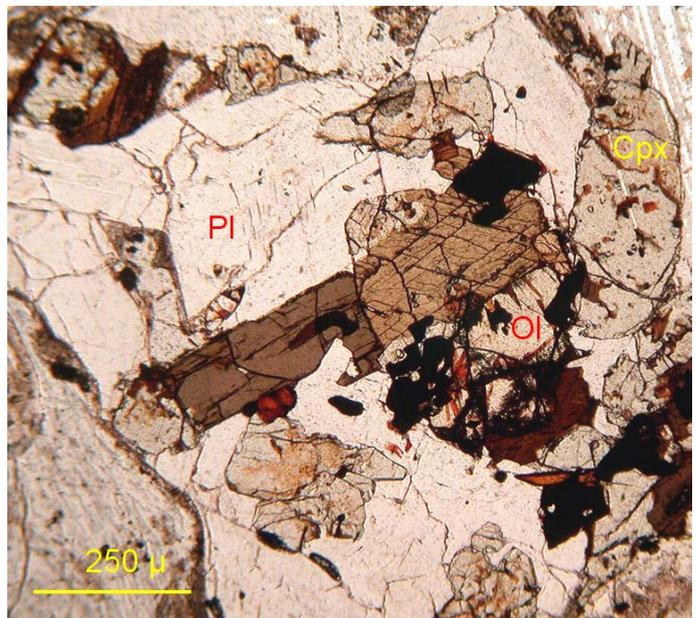


Figure II-23 : Minéraux en déséquilibre dans le tuf (P02-14). Olivine magnésienne et cristaux de clinopyroxènes résorbés et envahis par l'amphibole.

Les amphiboles correspondent à des phénocristaux subautomorphes, de taille supérieure à 700 µ, qui se développent au détriment d'autres minéraux ferromagnésiens, en réaction à des changements de composition et de teneurs en fluides du liquide. Ces cristaux sont des amphiboles calciques de la famille des hornblendes. Les variations de composition observées

sur les diagrammes de [Leake \(1978\)](#), sont très semblables à l'évolution observée dans les dacites de la *Sierra Suvuk* (JR98-48, [Fig. II-15](#)), mais pour des compositions globalement plus riches en fer.

Les oxydes de Fe-Ti présents au sein des agrégats sont des ilménites ; les cristaux isolés, accolés aux cristaux d'augite, sont légèrement plus riches en Fe₂O₃. Les cristaux associés aux pyroxènes verts riches en fer de type ferrohédénbergite sont, au contraire, des magnétites contenant très peu de titane (10-15% d'Ulvöspinel, [Fig. II-22](#)).

Les analyses de verre, réalisées plus particulièrement sur l'échantillon P02-14, confirment la coexistence de deux types de liquides dans ces produits pyroclastiques. Les fragments de verre transparent, à texture souvent perlitique, ont des teneurs élevées en potassium (> 5 %) mais relativement faibles en sodium (2-2.5 %), alors que les fragments de couleur café sont plus riches en sodium (~ 5 %) qu'en potassium (~ 3.5 %) et légèrement plus riches aussi en alumine et en calcium. Les premiers se rapprochent de la composition du verre de rhyolites hyperalcalines, les seconds de verres de liquides dacitiques (voir [Annexe II](#)).

Les produits pyroclastiques que nous venons de décrire, se sont mis en place dans des bassins où s'accumulaient les produits de remaniement du substratum et des éruptions volcaniques antérieures. Une grande partie des xénolites présents dans P02-14 proviennent du substratum non consolidé sur lequel s'est déplacée la nuée turbulente rhyolitique. Parmi ces xénolites se reconnaissent des assemblages polycristallins de quartz et feldspath correspondant à des éléments de socle et des fragments anguleux de rhyolite agpaïtique. Les associations olivine + pyroxène magnésien + plagioclase calcique (labrador) correspondent à un magma de nature basaltique. Le fait que ces cristaux soient partiellement résorbés et remplacés par de la hornblende et des plagioclases plus sodiques indique que ce liquide basique a réagi avec un liquide plus différencié et qu'il s'agit donc de figures de mélange entre un magma basaltique et un magma acide. Le liquide acide a une composition minéralogique similaire à celle des laves dacitiques formant les sierras *Suvuk - Ladrilleros*. Par ailleurs, les compositions légèrement plus sodiques des feldspaths alcalins, la présence d'une composante magnésienne dans les ferrohédénbergites et les fayalites, tout comme les différences de composition et la morphologie des contacts entre verre transparent et verre brun, montrent que cette coulée pyroclastique présente aussi des évidences de mélange entre un liquide rhyolitique hyperalcalin et un liquide dacitique calco-alcalin. Les données géochronologiques, qui ont montré que les dacites avaient des âges semblables à ceux des rhyolites hyperalcalines, confortent cette conclusion. De tels mélanges entre liquides de lignées différentes ont été décrit dans la région de Guadalajara ([Mahood et al., 1985](#)). Les processus pétrogénétiques ayant conduit à la mise en place des liquides hyperalcalins dans la région du *Pinacate* semblent donc particulièrement complexes. Nous y reviendrons dans la partie chimie (paragraphe IV).

La position stratigraphique de la coulée pyroclastique, montre qu'elle se rattache à l'épisode rhyolitique le plus récent, c'est à dire aux ignimbrites et rhyolites de *Vidrios Viejos* datées à ± 12 Ma (voir [Tableau II-1](#)). Les basaltes qui forment les reliefs en mesa, au-dessus, sont contemporains, puisqu'ils reposent en concordance sur la coulée pyroclastique.

III-3. Minéralogie des roches basiques

Les roches basiques de la séquence pré-*Pinacate*, sont constituées principalement de cristaux d'olivine, de plagioclase et de clinopyroxène. Nous distinguerons au sein de ces roches trois ensembles : [1] les laves Miocène inférieur (~ 20 Ma) des *cerros El Picú*, et *Tres Mosqueteros*, auxquelles se rattachent les affleurements situés au nord, près de la route *Santa Ana - San Luis Río Colorado* ; [2] les basaltes de la *Sierra Batamote* et du *Cerro San Pedro* avec d'une part la séquence de base qui affleure ponctuellement sous les éboulis de pente et les basaltes plus récents qui forment le sommet de ces mesas. Nous regarderons, enfin [3], les caractéristiques minéralogiques des basaltes du sommet de la *Sierra Suvuk*, afin d'essayer de les rattacher à l'une des séquences basiques précédentes.

III-3.a. Les basaltes des Cerros El Picú et Tres Mosqueteros

Ces basaltes constituent des affleurements très localisés en bordure orientale du secteur d'étude. Ils sont le plus souvent moyennement porphyriques et à texture microlitique fluidale (Fig. II-24). Ils possèdent comme seuls phénocristaux, des olivines automorphes à subautomorphes (< 500 μ), légèrement iddingsitisés en bordure. Ces cristaux ont des compositions très homogènes (Fo₈₂ à Fo₇₇) et ils renferment des inclusions de petits cristaux cubiques (5 μ) de spinelle chromifère (25-28% de Cr₂O₃ et 14-17% d'Al₂O₃) [Annexe II].

La matrice de ces basaltes est constituée principalement par des microlites de plagioclase avec, en position interstitielle, de petits cristaux d'olivine et des clinopyroxènes. Les plagioclases, en dépit de leur cristallisation tardive, ont des compositions relativement calciques (labrador, An₆₁₋₅₀). Les olivines de la matrice sont légèrement plus riches en fer (Fo₆₈₋₆₅) que les phénocristaux (Fig. II-25). Les clinopyroxènes sont des augites dont les rapports Mg/Fe évoluent peu (Wo₄₂₋₃₆En₄₃₋₄₆Fs₁₅₋₁₇). Une telle association minéralogique est symptomatique d'un magma basaltique relativement primitif. Cependant, les analyses du verre interstitiel brun-violacé, riche en granules d'opacques, donnent des compositions dacitiques (66% de silice) avec des pourcentages en alcalins élevés, en particulier en potassium (3,5% de sodium et 6,4% de potassium). Une telle richesse en alcalins est anormale dans un liquide de cette composition.



Figure II-24 : Basalte du *Cerro Tres Mosqueteros* (JR98-30). Les olivines renferment de petits cristaux cubiques de spinelles alumineux et chromifères.

Nous verrons dans le chapitre chimie, que ce caractère “potassique” est une des caractéristiques des laves basiques situées dans la partie orientale du secteur étudié, qui reposent directement sur le substratum cristallin.

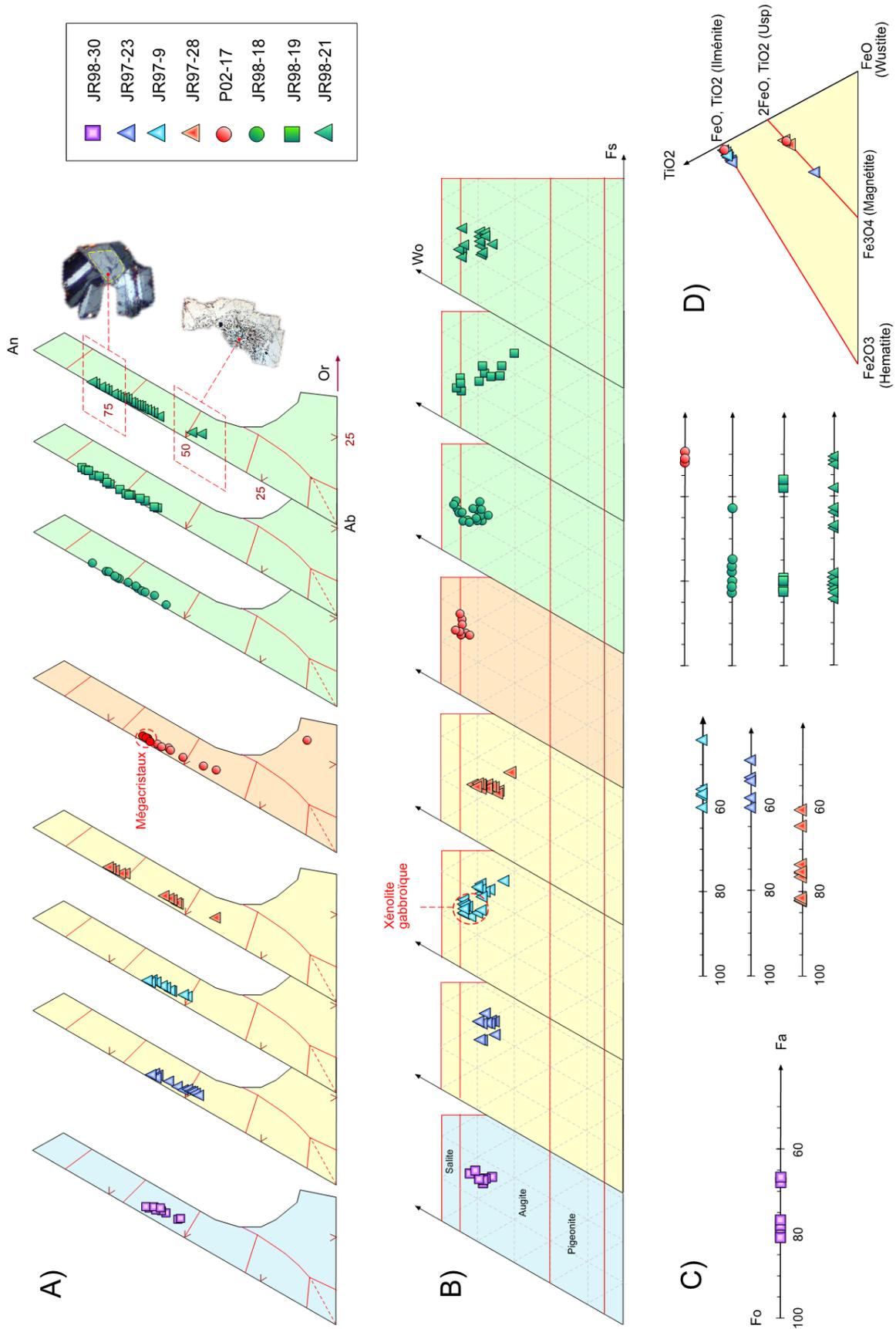


Figure II-25 : Minéralogie des roches basiques. Les diagrammes sur fond bleu correspondent au basalte du *Cerro Tres Mosqueteros* (JR98-30), ceux sur fond jaune aux basaltes du *Cerro San Pedro* [base (JR97-23) et sommet (JR97-9 et JR97-28)]. Le fond orangé caractérise les laves du *Cerro Batamote* (P02-17) et le fond vert les laves basiques du sommet de la *Sierra Suvuk* (JR98-18, JR98-19 et JR98-21).

III-3.b. Les basaltes du Cerro San Pedro et de la Sierra Batamote

Ces laves basiques sont peu porphyriques et à texture intersertale. Les phénocristaux les plus abondants sont des plagioclases, dont la taille peut atteindre 0,5 cm. Des olivines généralement partiellement iddingsitisées et, plus rarement, du clinopyroxène complètent l'assemblage intra-tellurique. Dans la mésostase on retrouve la même association minérale avec le pyroxène qui a tendance à englober les microlites de plagioclase pour former des assemblages sub-ophitiques. Comme autres caractéristiques pétrographiques remarquables de ces roches on peut citer la présence : [1] de (rares) cumulats gabbroïques à clinopyroxène et plagioclase ; [2] de plagioclases à cœurs “nuageux” et, dans certains cas, de phénocristaux présentant des macles “mécaniques” ; [3] de xénocristaux de quartz, en particulier dans les coulées formant le sommet des mesas. Les analyses microsonde permettent de préciser les caractéristiques des différentes phases minérales.

Les phénocristaux de plagioclase sont le plus souvent automorphes et de taille moyenne (< 1 mm). De rares cumulats plagioclase - olivine (JR97-28) ou plagioclase - clinopyroxène (JR97-23) s'observent parfois dans ces roches. La composition des plagioclases est remarquablement homogène dans tous les échantillons analysés (Fig. II-25). Elle évolue relativement peu des phénocristaux aux microlites de la mésostase, depuis du labrador, dont les pourcentages en anorthite ne dépassent pas An₅₉, jusqu'à de l'andésine (An₃₈). Seul le basalte JR97-28 possède des plagioclases plus calciques, de type bytownite (An₇₅₋₇₀) ; ces cristaux, qui sont associés à de l'olivine, correspondent aux phases précoces ayant cristallisé dans le liquide. Les plagioclases du xénolite gabbroïque présent dans un des basaltes du *Cerro San Pedro* (JR97-9) ont également des compositions homogènes (An₅₉₋₅₅) et peu différentes de celles des plagioclases de la lave. Il s'agit cependant de cristaux d'origine profonde comme le démontre la présence de macles en “peigne”, qui sont des macles secondaires de déformation (Fig. II-26).

Le basalte de la *Sierra Batamote* (P02-17), est le seul qui renferme des mégacristaux de plagioclase (taille > à 1 mm ; Fig. II-27). Ceux-ci, en dépit de leur taille, ne sont pas zonés et ont des compositions remarquablement homogènes (An₆₃₋₆₀). De tels mégacristaux de labrador sont communs dans les basaltes quaternaires du *Pinacate* (Gutmann, 1977 ; Paz-Moreno, inédit). Ils sont généralement interprétés soit comme des phases de fractionnement précoce à la base de la croûte (Schulze, 1987), soit comme des fragments de gabbros ayant cristallisé en base de croûte et remontés par le magma (Richter et Carmichael, 1993). La taille de ces cristaux et l'absence de zonation sont en effet peu compatibles avec une cristallisation dans un réservoir intra-crustal. Dans ce même basalte de la *Sierra Batamote* cristallisent tardivement, entre les microlites de plagioclase, des cristaux d'anorthose (An₁₀Ab₆₃Or₂₇).

Les olivines sont présentes à la fois sous forme de cristaux subautomorphes de petite taille (< 300 μ), présentant une altération plus ou moins poussée en iddingsite, et dans la mésostase. En dehors de l'échantillon JR97-28 qui contient sous la forme d'agrégats olivine-plagioclase des phases précoces relativement riches en magnésium (Fo₈₂₋₇₅), les autres basaltes ne renferment que des olivines de petite taille, cantonnées dans la matrice, dont les compositions sont riches en fer (Fo₆₄ à Fo₄₄, Fig. II-25).

Les clinopyroxènes n'apparaissent pratiquement jamais en phénocristaux dans ces laves basiques. Ce sont par contre, avec le plagioclase, les constituants principaux de la mésostase. Les pyroxènes des trois basaltes du *Cerro San Pedro* sont des augites relativement pauvres en calcium ($Wo_{40-38}En_{42-38}Fs_{19-25}$) qui évoluent vers des teneurs encore plus basses en Ca au cours de la cristallisation. Les clinopyroxènes du xénolite gabbroïque (échantillon JR97-9) sont de taille millimétrique (Fig. II-26). Ils sont plus riches en calcium et en magnésium (Fig. II-25) que les cristaux de la lave ($Wo_{44-42}En_{42-45}Fs_{14-12}$) et leurs compositions varient peu. Ces pyroxènes sont par ailleurs pauvres en chrome, titane et en alumine, ce qui les différencie des cristaux présents dans les pyroxénites, qui sont alumineux et riches en chrome (Frey et Prinz, 1978 ; Paz-Moreno, 1992 ; Righter et Carmichael, 1993). Ils présentent en outre des alignements d'inclusions fluides et des évidences de réaction avec le liquide. Il ne s'agit donc pas non plus de ségrégations précoces formées en profondeur dans le liquide basaltique. Ces caractéristiques indiquent que ce xénolite gabbroïque est un fragment d'une roche ayant cristallisé à la base de la croûte (taille des cristaux et absence de zonation), à partir d'un liquide déjà différencié (absence d'olivine et plagioclase de type labrador [An_{59-55}]).

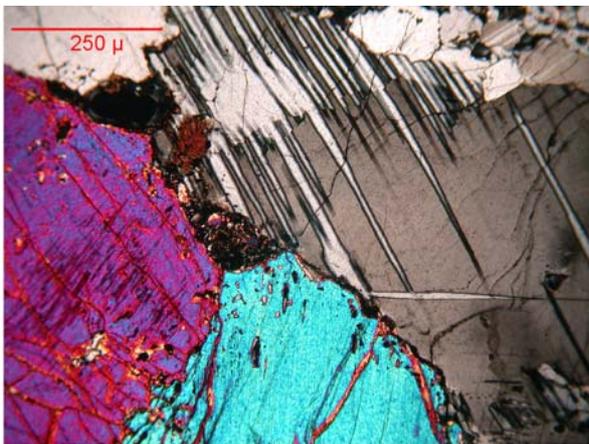


Figure II-26 : Détail d'un xénolite gabbroïque dans un basalte du *Cerro San Pedro* (JR97-9).



Figure II-27 : Mégacristal de plagioclase dans un basalte de la *Sierra Batamote* (P02-17).

Les pyroxènes du basalte de la *Sierra Batamote* (P02-17) dessinent une lignée évolutive très différente, marquée par des teneurs en calcium plus élevées ($Wo_{46-44}En_{42-39}Fs_{14-16}$), ce qui les place à la frontière avec les salites, et un enrichissement progressif en fer sans diminution du calcium, au cours de la différenciation (Fig. II-25 et Annexe II).

Les minéraux opaques sont de cristallisation tardive dans ces magmas et ils sont le plus souvent des formes allongées. Il s'agit principalement d'ilménite mais, dans deux échantillons (JR97-9 et P02-17), des cristaux de magnétite sont également présents dans la matrice. Le géothermomètre magnétite-ilménite appliqué à ces laves donne des températures de cristallisation voisine de 900°C (températures de fin de cristallisation, ce qui correspond aux formes xénomorphes des cristaux) et des fugacités d'oxygène de $\log f_{O_2} = -13,5$.

Le verre interstitiel de couleur brun-violacé est de composition acide (70% de silice) ; il est riche en alcalins et plus particulièrement en potassium (~ 5%), pour des teneurs en alumine relativement faibles (12-14%).

III-3.c. Les roches basiques du sommet de la Sierra Suvuk

Plusieurs coulées superposées (épaisseur supérieure à 30 m) forment le sommet de la *Sierra Suvuk* (Fig. II-3b). Ces laves ont une texture moyennement porphyrique à légèrement gloméroporphyrique. On y note la présence de phénocristaux d'olivine présentant une bordure rouge d'iddingsite, et des agrégats de cristaux constitués par des assemblages de plagioclase, plus olivine ou clinopyroxène (Fig. II-28). La mésostase qui englobe ces phénocristaux est riche en microlites de plagioclase, clinopyroxènes et minéraux opaques cristallisant tardivement, ce qui définit une texture intergranulaire. Trois échantillons (JR98-18, 19 et 21) prélevés de bas en haut de la mesa formant le sommet de la *Sierra Suvuk* ont été analysés à la microsonde. Peu de différences sont observées dans ces roches du point de vue minéralogique (Fig. II-25).

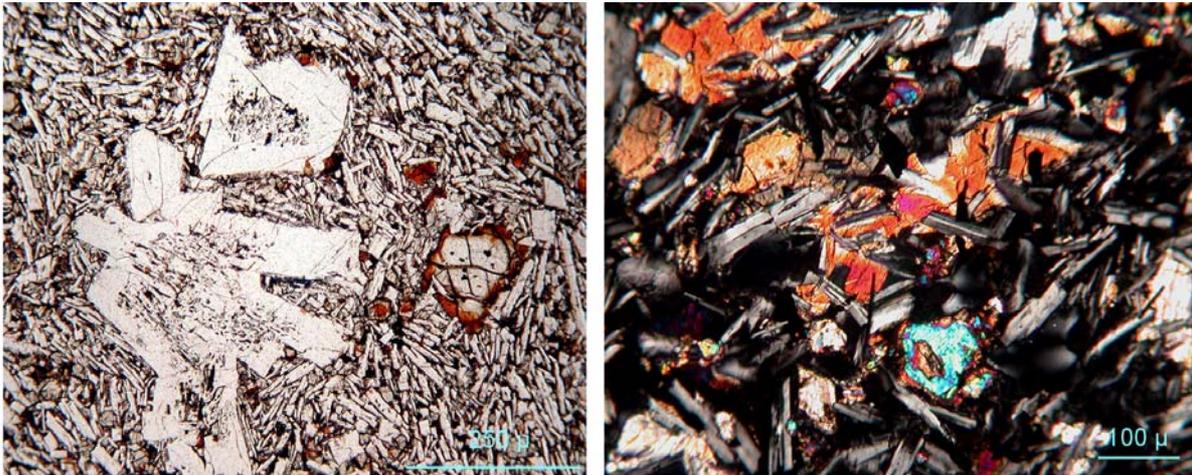


Figure II-28 : Basalte du sommet de la *Sierra Suvuk* (JR98-21). Olivine iddingsitisée en bordure et (JR98-23). Matrice à texture subophitique plagioclases à inclusions vitreuses

Les olivines se présentent sous forme de petits phénocristaux (1 à 1,5 mm) plus ou moins transformés en iddingsite ; l'olivine est également stable dans la matrice. Les phénocristaux ont des compositions assez magnésiennes (Fo₈₄₋₇₆) tandis que les cristaux de la matrice (10-50 µ) sont beaucoup plus riches en fer (Fo₆₈₋₅₂). L'absence d'auréole d'iddingsite dans les cristaux de la matrice montre que ce processus d'altération n'est pas un phénomène tardif. Il intervient, lors de la montée du magma vers la surface, au moment de la vésiculation, c'est à dire de la séparation de la phase gazeuse du liquide magmatique.

Le plagioclase est le constituant majeur de ces laves. Ce minéral est présent à la fois sous forme de phénocristaux (pouvant atteindre jusqu'à 2 mm) et dans la matrice où les microlites ont des tailles qui varient régulièrement de 500 µ jusqu'à quelques microns. Les phénocristaux et les cristaux qui sont associés à de l'olivine dans les agrégats, sont zonés ; ils ont des teneurs en anorthite élevées (An₈₄₋₇₁) classant ces plagioclases dans la catégorie des bytownites. Les feldspaths de la mésostase ont des compositions qui varient régulièrement de An₆₅ jusqu'à An₅₄. Dans l'échantillon JR98-21, s'observent quelques cristaux fragmentés dont le cœur est résorbé et partiellement envahi par la matrice (Fig. II-28). Ces cristaux à composition d'andésine An₄₈₋₄₅ (Fig. II-25), sont entourés par une auréole de labrador (An₇₂₋₇₀). Une telle zonation inverse montre que ces cristaux sont probablement des xénocristaux arrachés au

substratum, qui ont été partiellement fondus lors de leur incorporation dans le magma basique et ensuite englobés par du plagioclase ayant cristallisé à partir du liquide.

Les pyroxènes apparaissent rarement en phénocristaux dans les basaltes de la *Sierra Suvuk*. Ils ont dans ce cas des compositions homogènes caractérisées par des teneurs en calcium et en magnésium assez élevées ($W_{0.45-0.44}En_{0.46-0.44}Fs_{0.9-1.1}$). Les points représentatifs de ces cristaux se localisent ainsi près du champ des salites. Les microcristaux de la mésostase ($< 100 \mu$) ont, par contre, des compositions chimiques qui évoluent largement (Fig. II-25) jusqu'à des augites pauvres en calcium ($W_{0.30}En_{0.45}Fs_{0.25}$). La dispersion des points sur le diagramme Wo-En-Fs est due non seulement à un changement progressif de composition au cours de la cristallisation mais elle semble être aussi le résultat d'une sectorisation en sablier des cristaux, visible au microscope, qui est connue pour générer des différences de compositions notables entre les faces des cristaux (Hollister et Gancarz, 1971 ; Wass, 1973 ; Leung, 1974 ; Paz-Moreno, 1992 ; Demant, 1998).

En définitive, la minéralogie des basaltes de la *Sierra Suvuk* les rapproche, surtout par la nature de leurs clinopyroxènes, plus des basaltes de la *Sierra Batamote* que de ceux du *Cerro San Pedro*. D'une manière générale, toutes les laves basaltiques que nous venons d'étudier présentent des caractéristiques minéralogiques qui permettent de préciser leur caractère sériel. Parmi ces éléments discriminants on peut souligner :

- ✓ que les olivines sont stables dans ces liquides jusqu'en fin de cristallisation, ce qui est en général une caractéristique des basaltes des séries alcalines ; l'absence d'orthopyroxènes dans ces laves confirme un caractère "sous-saturé"
- ✓ que les minéraux opaques ne cristallisent que tardivement dans la matrice et que les clinopyroxènes ont des teneurs faibles en titane ce qui est un caractère tholéitique
- ✓ que la présence de plagioclases sodiques partiellement fondus met en évidence de possibles phénomènes de contamination par les roches du socle, processus qui est également marqué par la présence de xénocristaux de quartz et les teneurs élevées en potassium du verre dans les laves du *Cerro Tres Mosqueteros*
- ✓ la présence de "mégacristaux" de plagioclase et de fragments de gabbros contenant des cristaux centimétriques de clinopyroxène montre que ces laves ont échantillonné et remonté en surface des roches ayant cristallisé pendant de longues périodes et dans des conditions stables en profondeur. Il s'agit probablement de liquides basaltiques sous-plaqués, accumulés à la base de la croûte à la faveur des phénomènes d'extension de la croûte continentale qui ont affecté la région tout au long du Tertiaire.

Le cadre chronologique et la minéralogie des laves constituant la séquence pré-*Pinacate* étant maintenant établis, nous allons voir leurs caractéristiques chimiques afin d'en préciser la pétrogenèse. L'association rhyolites hyperalcalines - basaltes à caractère transitionnel est en effet commune dans les zones affectées par les phénomènes de *rifting* continental - dont l'exemple type est l'*Afar* - et généralement interprétée comme le résultat de processus de cristallisation fractionnée (Barberi *et al.*, 1975 ; Wilson, 1989 ; Lahitte *et al.*, 2003).

IV.- Caractéristiques géochimiques

Quarante quatre analyses chimiques ont été réalisées sur les laves miocènes de la séquence pré-*Pinacate*. Les éléments majeurs et une partie des éléments traces ont été déterminés par ICP-AOS par M.O. Trenz, au CEREGE (Université Paul Cézanne, Marseille). A partir de ces données (**Tableau II-2**), vingt quatre échantillons ont été sélectionnés pour analyse des terres rares et des autres éléments traces (**Tableau II-3**). Ces analyses ont été effectuées sur ICP-MS par le laboratoire **ALS Chemex** (Vancouver, Canada).

IV-1. Les éléments majeurs et les traces

Les caractéristiques chimiques seront tout d'abord présentées d'une façon globale, puis discutées en considérant les différentes séquences identifiées par le travail de terrain et les données de pétrographie-minéralogie.

IV-1.a. Les éléments majeurs

Les points représentatifs des laves de la séquence miocène pré-*Pinacate* se répartissent, sur le diagramme alcalins - silice (**Le Bas et al., 1986** ; **Fig. II-30**) [adopté ensuite par l'*International Union of Geological Sciences* pour la classification chimique des roches volcaniques (**Le Maitre, 1989**)], globalement dans le domaine des roches subalcalines avec un continuum depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites. On peut toutefois noter que les andésites (entre 57 et 63 % de silice) sont relativement sous représentées par rapport aux laves basiques et aux dacites-rhyolites ; ceci n'est pas un artéfact lié à l'échantillonnage mais correspond à ce qui affleure réellement sur le terrain. On peut également noter sur ce diagramme que les roches basiques (47-57 % de silice) sont déjà différenciées ($Mg\# < 60$) et se répartissent à la limite entre le champ des andésites basaltiques et celui des hawaïtes-mugéarites ($Na_2O - 2 > K_2O$). Les laves formant le sommet des mesas sont plus évoluées que celles qui affleurent à la base de la séquence. Un seul échantillon présente un peu de néphéline normative (JR97-24) les autres sont saturés, avec de l'hypersthène normatif, ou sursaturés avec quartz normatif (**Tableau II-2**).

Le diagramme K_2O versus SiO_2 (**Peccerillo et Taylor, 1976**) met en évidence des différences notables de teneurs en potassium aussi bien dans le groupe des roches basiques que dans celui des roches acides (**Fig. II-30**). Ainsi, en ce qui concerne les basaltes et les andésites basaltiques, trois groupes peuvent être distingués :

- ✓ les laves basiques qui forment le sommet de la *Sierra Suvuk*, et le basalte 91-30 situé au nord du secteur étudié, sont les plus pauvres en K_2O ; cependant, les premières sont plus riches en alumine (~ 17 %) que le second (~ 15 %)
- ✓ les laves du secteur oriental sont, au contraire, riches en potassium et tendent vers le champ des shoshonites sur le diagramme K_2O versus SiO_2
- ✓ les basaltes du *Cerro San Pedro* et de la *Sierra Batamote* se situent entre les deux groupes précédents, avec des variations importantes des teneurs en silice (de 48 à 57 % de SiO_2) au sein de chaque ensemble.

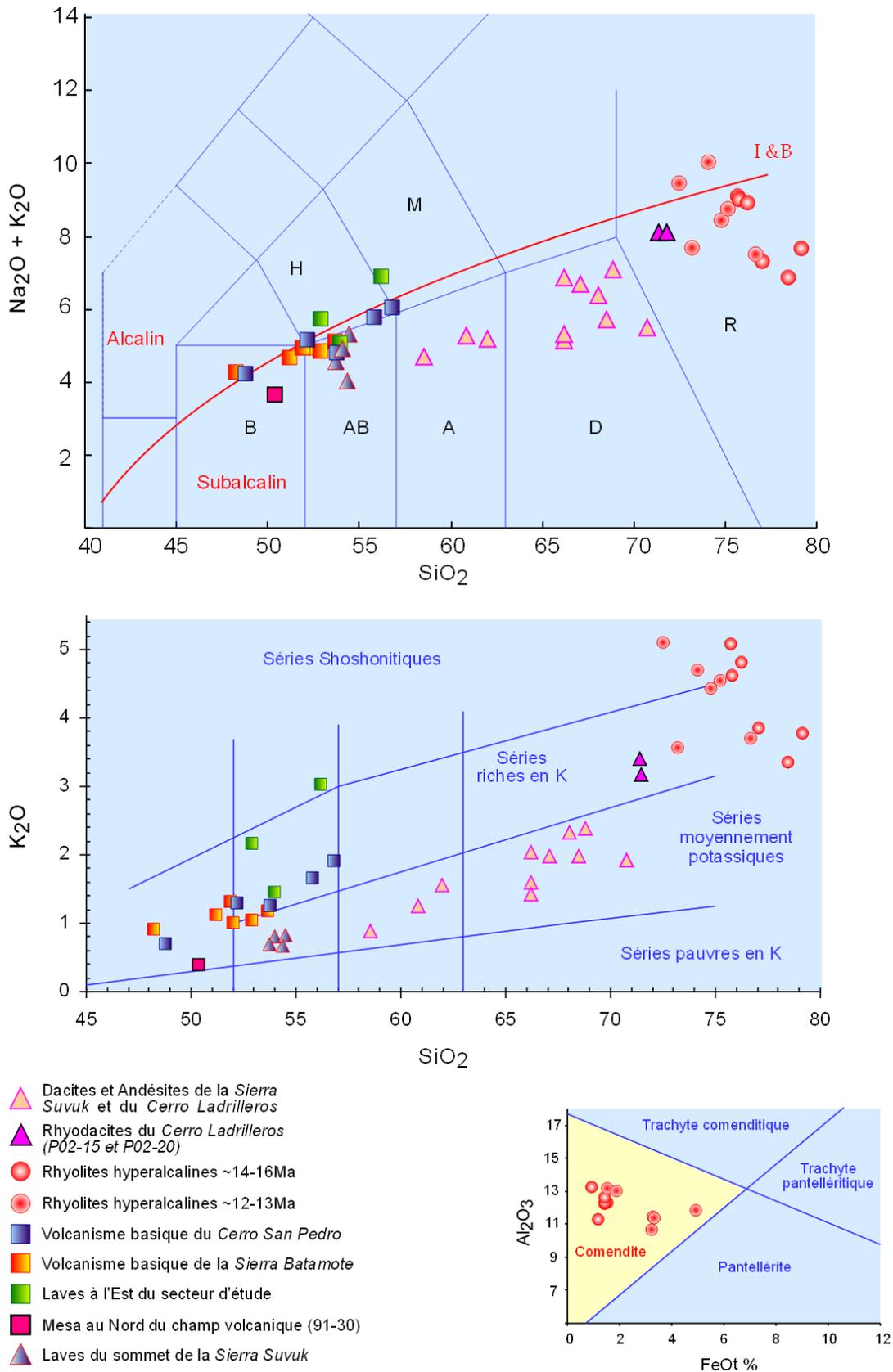


Figure II-30 : Diagrammes de classification chimique des roches des séquences volcaniques miocènes pré-*Pinacate*. Diagramme TAS (Le Maitre, 1989) ; I & B limite entre les domaines subalcalin et alcalin d'après Irvine et Baragar (1971). Diagramme K₂O versus SiO₂ (Peccerillo et Taylor, 1976). Al₂O₃ en fonction de FeO^t (Macdonald, 1974a).

2^{ème} partie

Echantillon: Localité	Andésites et dacites de la <i>Sierra Suvuk</i> et du <i>Cerro Ladrilleros</i>														Rhyolites hyperalcalines											
															~14-16Ma								~12-13Ma			
	JR97-78	JR99-80	PI97-16	JR98-48	JR99-81	JR97-30	JR98-20	JR99-79	JR98-14	JR97-1	JR99-83	P02-20	P02-15	JR98-26	JR99-74	JR98-23	JR98-68	JR98-25	JR99-86	JR97-14	JR97-16	P02-11	JR97-19	P02-8	JR99-82	
	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	L	L	L	LN	P	LN	P	LN	SP	SP	VV	B	VV	B	VV	
MAJEURS %	57.49	59.66	61.18	64.15	64.54	65.24	65.58	66.91	67.09	67.79	68.86	69.11	69.96	71.97	74.33	74.83	76.03	76.07	78.66	67.05	68.22	73.49	74.25	74.79	75.89	
SiO ₂	0.98	1.12	0.80	0.66	0.67	0.62	0.58	0.60	0.60	0.43	0.37	0.30	0.31	0.10	0.08	0.10	0.03	0.10	0.07	0.34	0.18	0.15	0.46	0.19	0.20	
TiO ₂	17.79	17.12	17.71	16.75	16.39	15.35	15.80	15.91	15.64	14.92	15.36	14.23	14.31	11.69	11.55	12.12	13.02	12.53	11.22	10.80	9.97	12.90	11.41	12.88	11.23	
Al ₂ O ₃	1.75	2.77	1.47	1.21	1.55	1.01	0.85	2.31	1.89	2.95	0.83	1.40	1.55	1.48	0.89	1.15	0.99	0.50	1.16	2.47	2.07	1.13	1.55	0.84	2.11	
FeO	4.31	3.31	3.52	2.35	2.44	2.76	2.78	1.55	1.89	0.27	1.98	1.58	1.46	0.15	0.56	0.38	0.07	0.98	0.15	2.29	1.19	0.51	1.91	1.13	1.43	
MnO	0.11	0.10	0.09	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.02	0.05	0.07	0.06	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.10	0.06	0.03	0.06	0.03	0.07	
MgO	3.82	2.59	2.85	1.68	1.90	1.46	1.25	1.09	1.20	1.24	1.18	0.35	0.37	0.10	0.03	0.16	0.05	0.05	0.06	0.55	0.58	0.12	0.01	0.13	0.08	
CaO	7.11	5.92	5.72	4.65	4.69	5.10	4.12	3.46	3.71	3.75	3.20	1.73	1.98	0.80	0.78	1.04	0.93	0.58	0.43	0.91	2.83	1.56	0.42	0.74	0.45	
Na ₂ O	3.73	3.96	3.60	3.61	3.62	4.77	4.59	3.66	4.00	4.65	3.49	4.80	4.61	3.82	3.26	4.33	3.33	4.07	3.78	3.75	4.10	3.95	5.35	4.14	3.78	
K ₂ O	0.87	1.23	1.53	1.54	1.38	2.00	1.94	1.94	2.30	2.35	1.87	3.06	3.33	4.83	3.16	4.56	3.79	4.80	3.74	3.26	4.79	4.34	4.70	5.42	3.65	
P ₂ O ₅	0.26	0.31	0.26	0.21	0.23	0.20	0.21	0.20	0.20	0.13	0.13	0.08	0.09	0.03	0.03	0.04	0.33	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	
H ₂ O+	0.93	1.50	1.29	1.34	1.37	1.98	1.84	1.53	0.59	0.84	2.13	0.16	0.17	3.61	4.18	0.60	0.42	0.28	0.44	7.36	5.43	0.16	0.44	0.27	0.27	
H ₂ O-	0.09	0.12	0.14	0.92	0.19	0.08	0.19	0.11	0.23	0.31	0.05	1.97	0.67	0.23	0.24	0.14	0.09	0.06	0.28	0.61	0.14	0.83	0.01	0.01	0.02	
Total	99.24	99.71	100.16	99.14	99.04	100.64	99.80	99.34	99.41	99.65	99.50	98.84	98.87	98.83	99.11	99.47	99.12	100.08	100.06	99.53	99.62	99.21	100.59	99.70	99.23	
Norme CIPW																										
Qz	10.13	13.85	16.08	24.23	24.42	17.54	20.30	28.29	24.14	21.95	32.39	24.54	24.77	30.78	43.01	30.33	40.80	32.17	40.91	30.09	26.96	30.69	29.31	30.79	37.23	
Or	5.23	7.40	9.15	9.38	8.36	11.97	11.71	11.72	13.77	14.08	11.34	18.68	20.05	30.01	19.70	27.26	22.69	28.41	22.22	21.02	30.06	26.08	27.70	26.83	21.77	
Ab	32.11	34.13	30.83	31.50	31.40	40.91	39.69	31.67	34.30	39.91	30.32	41.96	39.76	34.00	29.11	37.08	28.55	34.50	32.17	34.63	26.15	34.00	32.45	35.21	32.30	
An	29.74	25.78	27.17	22.52	22.46	14.77	17.15	16.35	17.46	13.08	15.52	8.38	8.68	0.51	3.90	0.17	2.71	1.75	1.91	3.28		4.73	3.23	1.96		
Ac																										
Ns																										
Di	3.76	1.89													3.05		4.18		0.79		1.20		1.41		1.43	
Hyp	14.98	12.42	13.04	8.41	9.49	4.10	6.50	7.23	7.38	4.64	6.50	4.74	4.36	0.77	2.04	0.17	1.55	1.64	1.82	7.54	0.00	1.02	3.60	2.66	4.84	
Mt	1.31	1.29	1.07	0.77	0.86	0.81	0.79	0.81	0.79	0.65	0.61	0.64	0.63	0.34	0.31	0.31	0.21	0.31	0.26	1.07		0.34	0.61	0.41	0.73	
Ilm	1.90	2.17	1.54	1.30	1.31	1.20	1.13	1.17	1.16	0.83	0.72	0.59	0.60	0.20	0.16	0.19	0.06	0.19	0.13	0.71	0.36	0.29	0.87	0.36	0.38	
Ap	0.63	0.75	0.62	0.51	0.56	0.48	0.51	0.48	0.48	0.31	0.32	0.20	0.22	0.07	0.07	0.10	0.79	0.09	0.10	0.10	0.15	0.10	0.05	0.07	0.12	
Cor																										
Mg#	57.89	48.59	55.48	50.85	51.20	45.75	42.75	38.88	41.44	47.30	47.82	20.70	21.53	12.50	4.46	19.32	9.92	6.89	9.62	20.52	28.69	14.27	0.64	12.74	4.84	
IA																										
Traces ppm																										
Rb	23	27	32	39	37	43	52	47	47	79	74			164	164	258		158	134	124	119	137	116	126		
Sr	563	520	690	638	640	485	475	441	469	487	449	170	180	6	51	12	12	7	14	59	49	70	12	64	14	
Ba	530	567	823	808	787	811	752	819	854	867	807	832	849	15	55	130	132	39	173	211	105	750	136	734	80	
Co	21	19	14	12	12	11	8	9	9	7	4	4		2	2	1	2	1	2	2	2	3	2	3	3	
Cu	23	18	10	7	7	6	32	4	6	7	4	7	12	2	12	2	2	1	1	4	9	4	3	4	3	
Cr	87	23	23	18	18	15	3	6	8	24	14	27	18	4	3	4	2	1	8	18	8	21	11	86	4	
Ni	10	3	14	1	1	3	2	<1	11	12	1	14	5	1	2	2	<1	3	2	4	3	7	3	118	<1	
V	171	119	86	67	70	49	48	46	51	44	42	14	16	3	21	32	67	2	3	10	4	18	4	6	5	
Zn	59	51	78	63	54	67	66	53	51	62	41	54	50	71	104	46	63	58	79	121	111	30	120	43	100	
Zr	126	181	144	185	172	212	215	230	218	145	140	327	334	257	288	206	185	218	143	504	654	237	708	222	671	
Y	17	21	16	17	15	22	21	23	21	14	13	29	30	78	67	63	17	65	51	66	78	30	84	30	77	
Nb	7	19	7	16	13	13	10	18	11	8	9	29	20	35	50	26	16	27	37	36	44	19	47	17	74	

Echantillon: Localité	Basaltes et andésites basaltiques du <i>Cerro San Pedro</i> et de la <i>Sierra Batamote</i>												Andésites basaltiques du sommet de la <i>Sierra Suvuk</i>				Andésites basaltiques du secteur oriental			Basalte du Nord
	Séquence de base			Séquence supérieure									JR98-15				PI97-24			91-30
	JR97-24	JR98-2	JR97-23	P02-17	JR99-88	P02-06	JR99-89	JR99-85	PI97-33	JR97-28	JR97-27	JR98-15	JR98-18	JR98-19	JR98-7	P197-24	JR98-21	JR98-29	91-30	
	SP	B	SP	B	B	B	B	B	SP	SP	SP	S	S	S	S	P	C#2	TM		
MAJEURS %	47.83	50.48	51.53	47.40	50.41	51.17	51.97	52.87	53.76	55.34	55.97	52.50	52.95	53.51	53.63	52.05	52.85	55.02	50.09	
SiO ₂	1.62	2.22	2.27	3.05	2.07	2.28	2.04	2.04	2.20	1.40	1.34	1.23	1.32	1.26	1.29	1.16	0.90	1.20	1.73	
TiO ₂	17.02	15.61	15.25	15.43	16.49	15.71	16.35	16.55	15.71	15.96	15.47	17.60	17.51	17.34	17.46	16.65	17.25	16.26	15.45	
Al ₂ O ₃	4.99	4.72	2.60	5.74	4.96	3.78	2.95	2.33	2.03	2.12	3.13	3.32	6.24	3.83	4.30	4.07	3.03	3.00	1.84	
FeO	4.81	5.86	8.69	6.29	3.93	6.51	5.51	6.20	8.76	5.71	4.74	3.66	1.72	3.36	3.39	3.63	4.60	4.22	9.71	
MnO	0.16	0.19	0.17	0.2	0.15	0.19	0.15	0.14	0.17	0.14	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.14	0.12	0.12	0.17	
MgO	6.55	4.90	4.99	5.84	5.65	4.98	5.35	5.18	4.57	4.93	4.37	4.54	4.94	4.56	5.61	6.41	5.41	4.65	7.61	
CaO	10.59	9.09	7.68	9.52	8.07	8.26	8.70	7.68	7.48	7.55	7.16	9.16	8.86	8.71	8.49	8.13	8.53	6.11	9.05	
Na ₂ O	3.45	3.50	3.81	3.32	3.80	3.58	3.72	3.82	3.52	4.06	4.09	4.00	3.82	4.40	3.30	3.48	3.50	3.74	3.23	
K ₂ O	0.68	1.10	1.28	0.88	0.96	1.29	1.02	1.15	1.25	1.64	1.87	0.78	0.69	0.81	0.67	2.11	1.40	2.94	0.38	
P ₂ O ₅	0.27	0.93	0.47	0.55	0.42	0.83	0.51	0.53	0.46	0.28	0.26	0.33	0.34	0.34	0.33	0.63	0.41	0.71	0.16	
H ₂ O+	0.07	0.38	1.14	0.26	1.90	0.27	0.70	0.76	0.40	1.06	1.15	1.72	1.05	1.28	0.75	0.48	0.84	1.22	0.82	
H ₂ O-	0.32	0.08	0.13	0.63	0.24	0.31	0.02	0.02	0.06	0.06	0.15	0.22	0.14	0.28	0.11	0.15	0.21	0.16	0.02	
Total	98.36	99.06	100.01	99.11	99.05	99.16	98.99	99.27	100.37	100.25	99.83	99.18	99.70	99.80	99.35	99.09	99.05	99.35	100.26	
Norme CIPW																				

D'autres différences notables se manifestent entre ces trois types de laves basiques (Tableau II-2). Les basaltes du *Cerro San Pedro* et de la *Sierra Batamote* ont, de par leurs teneurs élevées en titane (2-3 %) [elles chutent dans les laves les plus différenciées à ~ 55 % de silice] et en P_2O_5 , des signatures de laves alcalines. Les laves du sommet de la *Sierra Suvuk* sont, au contraire, pauvres en titane et en potassium, mais plus riches en alumine et en calcium. Les laves de la partie orientale du secteur d'étude ont des caractéristiques proches de celles de la *Sierra Suvuk*, mais elles sont encore plus riches en potassium ($Na_2O - 2 < K_2O$). Ceci, ajouté à des teneurs en silice supérieures à 52%, conduit à classer ces roches dans la catégorie des shoshonites (Le Maitre, 1989). Enfin, le basalte du nord (91-30) a, par ses teneurs faibles en potassium et sa richesse en fer ($FeO^t = 11\%$), des caractéristiques de basalte tholéitique. Les éléments en traces nous aideront à mieux cerner la nature des magmas basiques.

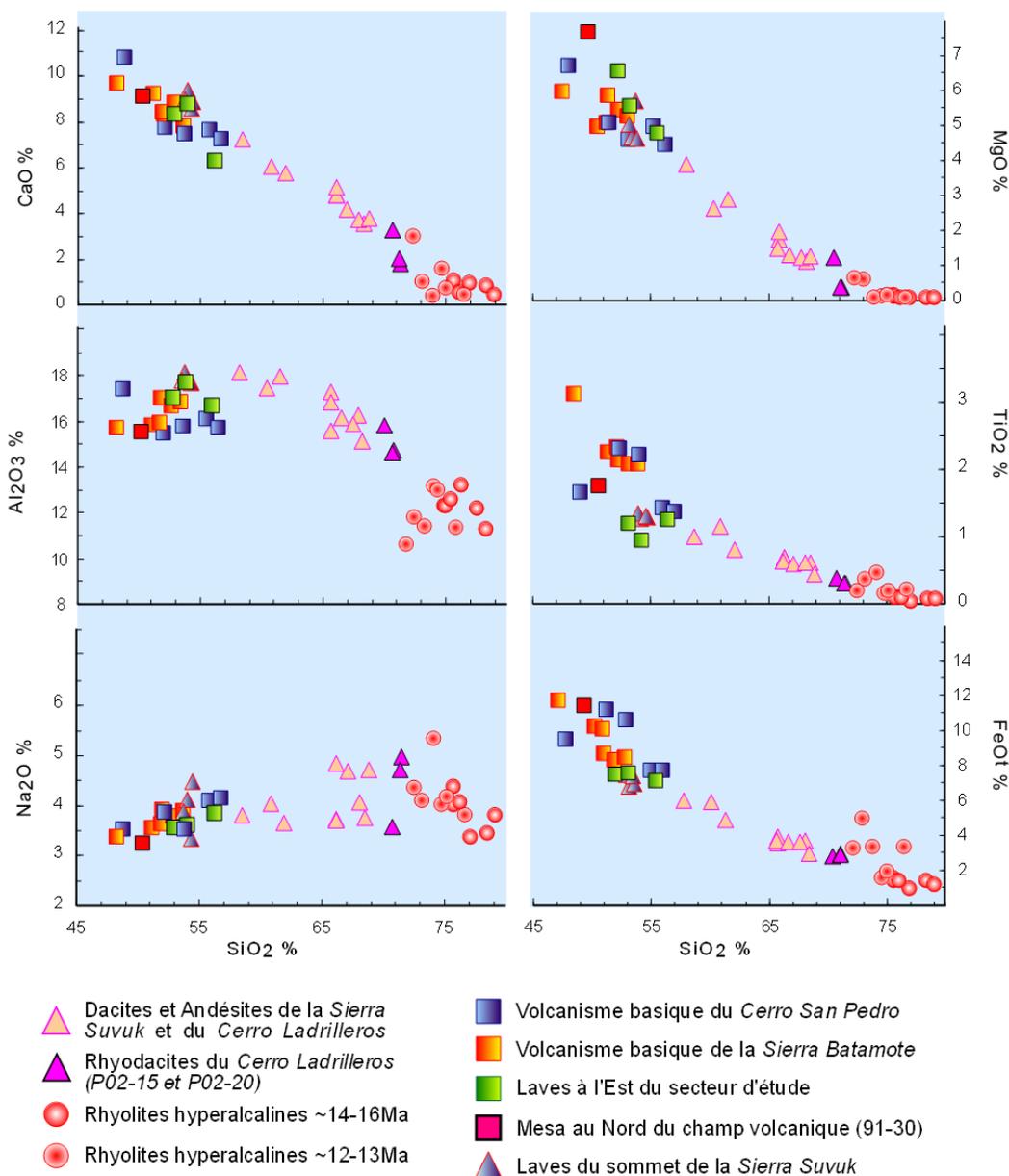


Figure II-31 : Diagrammes de Harker des laves des séquences volcaniques pré-Pinacate

Parmi les roches acides, les rhyolites sont beaucoup plus potassiques que les dacites [alors que sur le diagramme TAS les différences sont moins marquées] mais, les termes les plus différenciés de l'ensemble *Suvuk - Ladrilleros* (P02-15 et P02-20), semblent faire le lien entre les deux ensembles (Fig. II-30 et Fig. II-31). Les rhyolites ont des teneurs en potassium qui chutent lorsque les pourcentages en silice dépassent les 75 %, alors que dans le groupe des dacites ces mêmes teneurs en potassium augmentent régulièrement (Fig. II-30). Les caractéristiques chimiques des rhyolites, et en particulier les teneurs en eau et en alcalins, dépendent fortement du mode de gisement. Les obsidiennes sont ainsi pauvres en eau, tout comme les rhyolites fluidales, alors que les faciès ponceux ou perlitiques, en renferment des quantités importantes (par exemple JR97-14 et JR98-26, Tableau II-2).

Les teneurs en alcalins sont également très variables, tout comme la relation sodium-potassium, mais ces variations ne sont pas directement corrélées avec les teneurs en eau. Les pourcentages en potassium sont le plus souvent supérieurs à ceux de sodium. Les teneurs en calcium des rhyolites sont très faibles [les valeurs plus élevées observées dans l'échantillon JR97-16 sont liées à la présence de calcite dans ce niveau ponceux très poreux] ce qui rend compte de l'absence de plagioclase dans ces roches, alors que les pourcentages en fer sont au contraire élevés pour des roches aussi différenciées. Enfin, des teneurs faibles en alumine associées à la richesse en alcalins, donnent des indices d'agpaïcité (IA, Tableau II-2) voisins de l'unité. Bien que ces roches présentent une minéralogie d'ensemble très similaire, seules deux ont un indice d'agpaïcité supérieur à 1, ce qui se traduit par l'apparition d'acmite normative. Ceci est visiblement lié à la mobilité des alcalins comme le montrent les valeurs très basses obtenues sur l'obsidienne du *Cerro El Picú* (JR98-68) qui, comme nous l'avons vu, a été affectée par un processus d'altération hydrothermale tardif. La relation alumine - fer total classe définitivement ces roches dans la catégorie des **comendites** (Fig. II-30, Macdonald, 1974a).

Les roches de l'ensemble *Suvuk - Ladrilleros* ont des teneurs en silice comprises entre 57 et 70 %, ce qui les situent dans le champ des andésites et des dacites. Elles ont des pourcentages en alumine qui ne sont pas très élevés (17-14 %). Les teneurs en potassium (0,8 à 3,3 %), rangent ces roches dans le champ des séries moyennement potassiques (Fig. II-30). Même les andésites les plus pauvres en silice sont déjà largement fractionnées comme le démontrent les valeurs du Mg# (Tableau II-2). Toutes ces roches ont des teneurs faibles en titane (< 1 %) ce qui est une caractéristique de laves subalcalines. Les teneurs en eau sont également faibles (comprises entre 1 et 2 %) ce qui explique la prépondérance des orthopyroxènes sur les amphiboles dans ces roches. Les dacites ont, par rapport aux rhyolites, un caractère calco-alcalin bien établi, souligné en particulier par les teneurs en alumine et en calcium. Ceci est particulièrement évident pour les échantillons P02-15 et P02-20 qui ont des teneurs en ces éléments relativement élevées alors que leurs pourcentages en silice sont très proches de ceux des rhyolites hyperalcalines (Tableau II-2).

Les diagrammes de Harker (Fig. II-31) montrent une évolution régulière des teneurs en calcium, fer et magnésium avec la silice pour l'ensemble des roches du secteur. Les rhyolites ont à l'opposé des pourcentages très variables en sodium, fer et alumine. C'est plus particulièrement le cas pour les laves les plus récentes.

Les laves rhyolitiques présentent quant-à elles une très forte dispersion des teneurs en rubidium, barium et zirconium. Deux groupes se distinguent cependant au sein de ces laves, les unes sont dans le prolongement des dacites, les autres plus enrichies en Zr et Rb (Fig. II-32).

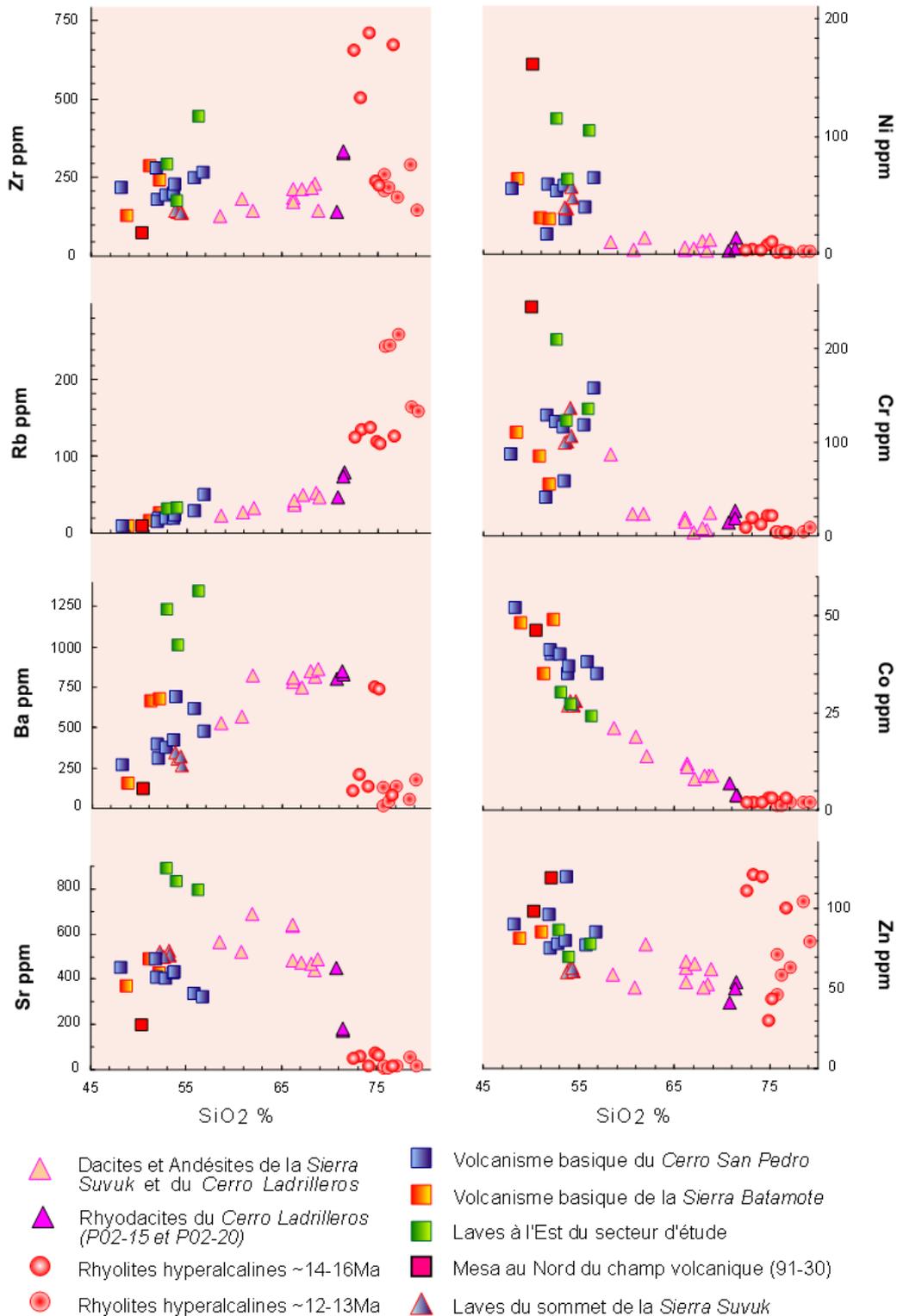


Figure II-32 : Diagrammes de Harker pour quelques éléments traces

IV-1.c. Les spectres de terres rares

Les terres rares font partie des éléments traces, mais leur utilisation comme marqueurs de la source des magmas et des processus pétrogénétiques leur confère une signification particulière. Les données de terres rares sont normalisées aux valeurs des chondrites. Sur les diagrammes, les terres rares sont disposées par ordre d'incompatibilité, avec les terres rares lourdes (HREE) à droite et les terres rares légères (LREE), plus incompatibles, à gauche.

On distingue pour les basaltes trois types de tracés différents. Le basalte 91-30 présente un spectre plus ou moins plat souligné par un rapport $(La/Yb)_N$ faible de 2,28. Un tel spectre, proche de celui des E-MORB, confirme le caractère tholéitique de ce basalte. Les laves basiques de la partie est sont au contraire très enrichies en LREE [$(La/Yb)_N = 15-17$], présentent une légère anomalie négative en europium, un tracé plat et des concentrations proches de celles du basalte 91-30 pour les HREE (du dysprosium au lutécium). Les basaltes du *Cerro San Pedro* sont moins enrichis en LREE [$(La/Yb)_N \sim 5$] et ceux de la *Sierra Batamote* sont légèrement plus riches en LREE pour les mêmes valeurs en HREE [$(La/Yb)_N = 6,4-6,8$]. Les deux présentent une légère anomalie négative en Europium (Fig. II-33).

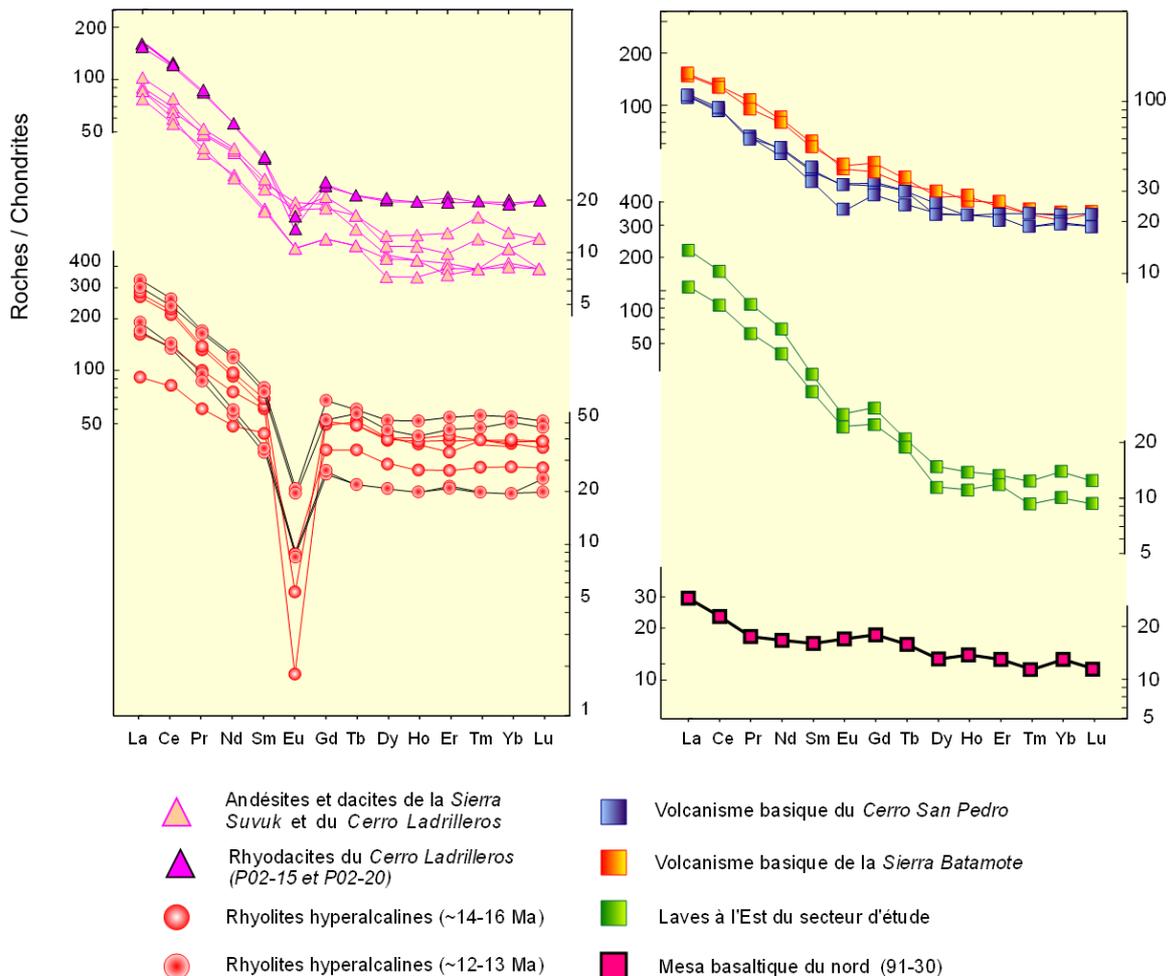


Figure II-33 : Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Boynton, 1984).

Les dacites montrent un enrichissement régulier en LREE $[(La/Sm)_N = 3,7 \text{ à } 4,9]$, une forte anomalie négative en Eu et un tracé irrégulier en HREE $[(Gd/Lu)_N = 1,5 \text{ à } 2,3]$. Les dacites les plus évoluées (P02-15 et P02-20) sont plus enrichies en toutes les terres rares et ont un spectre plus régulier caractérisé par un tracé tout à fait plat pour les HREE.

Ce type de spectre est très similaire à celui des rhyolites récentes ($\sim 13-12$ Ma), en particulier celui des échantillons P02-8 et P02-11 $[(La/Sm)_N = 3,9 \text{ à } 5,1]$ et HREE plus ou moins horizontales, $(Gd/Lu)_N = 1,1-1,3$. Ces dernières présentent cependant une anomalie négative en Eu beaucoup plus importante. Les deux échantillons de *Vidrios Viejos* (JR97-19 et JR99-82) qui ont les indices d'appaïcité les plus élevés, ont des spectres plus enrichis, principalement en HREE $[(La/Yb)_N \sim 6]$ au lieu de 8-10]. Les rhyolites plus anciennes ont des tracés qui se répartissent entre les deux types précédents (Fig. II-33) mais avec des anomalies en Eu encore plus importantes. Les deux échantillons (JR99-74 et JR99-86) qui présentent des pentes plus faibles pour les LREE $[(La/Sm)_N = 2-2,6]$ correspondent, pour le premier, à une obsidienne du *Cerro El Picú* qui comme nous l'avons vu précédemment a été affectée par une altération hydrothermale et, pour le second, à une lave rhyolitique affleurant à la base du *Cerro San Pedro* qui a subi un processus de dévitrification-cristallisation. Les terres rares légères semblent donc mobiles et affectées par les processus tardi-magmatiques.

IV-1.d. Les diagrammes multiéléments

Les données géochimiques sont souvent représentées sous forme de diagrammes multiéléments normalisés soit aux MORB (Pearce, 1982) soit au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989), ce qui a l'avantage de mettre en évidence de façon claire les caractéristiques d'un ensemble de roches et leurs possibles relations génétiques. Nous avons préféré la normalisation au manteau primitif, car elle est la plus fréquemment utilisée, ce qui facilite les comparaisons avec les laves d'autres secteurs géographiques.

Les diagrammes multiéléments des basaltes (Fig. II-34) différencient bien, comme les terres rares, les trois groupes de roches basiques. Le basalte du nord (91-30) a un tracé relativement plat avec cependant une forte anomalie positive en Pb et des enrichissements peu marqués en U, Ba et Ti, ainsi qu'une légère anomalie négative en Nb. Ce type de tracé plat caractérise les laves à tendance tholéitique, le pic en Pb indiquant un phénomène de contamination par la croûte. Les laves du secteur oriental (*El Picú* et *Tres Mosqueteros*) ont des spectres marqués par un enrichissement continu en allant vers les éléments les plus incompatibles. On observe, en outre, une anomalie négative en Nb-Ta, mais aussi en Ti et P, une forte anomalie positive en Pb et une autre, moins prononcée, en Ba. Des rapports Th/Ta élevés, de 10-14, confirment une signature plus typique de magmas de zones de subduction.

Les laves du *Cerro San Pedro* et de la *Sierra Batamote* (groupe 3) ont des tracés assez similaires, marqués par un enrichissement régulier mais moins important en allant vers les éléments les plus incompatibles. Les laves du *Cerro San Pedro* se distinguent par des concentrations systématiquement plus faibles en Nb (17-18 ppm) que les laves de la *Sierra Batamote* (29-34 ppm, Tableau II-2) et par la présence d'une légère anomalie négative en Ta.

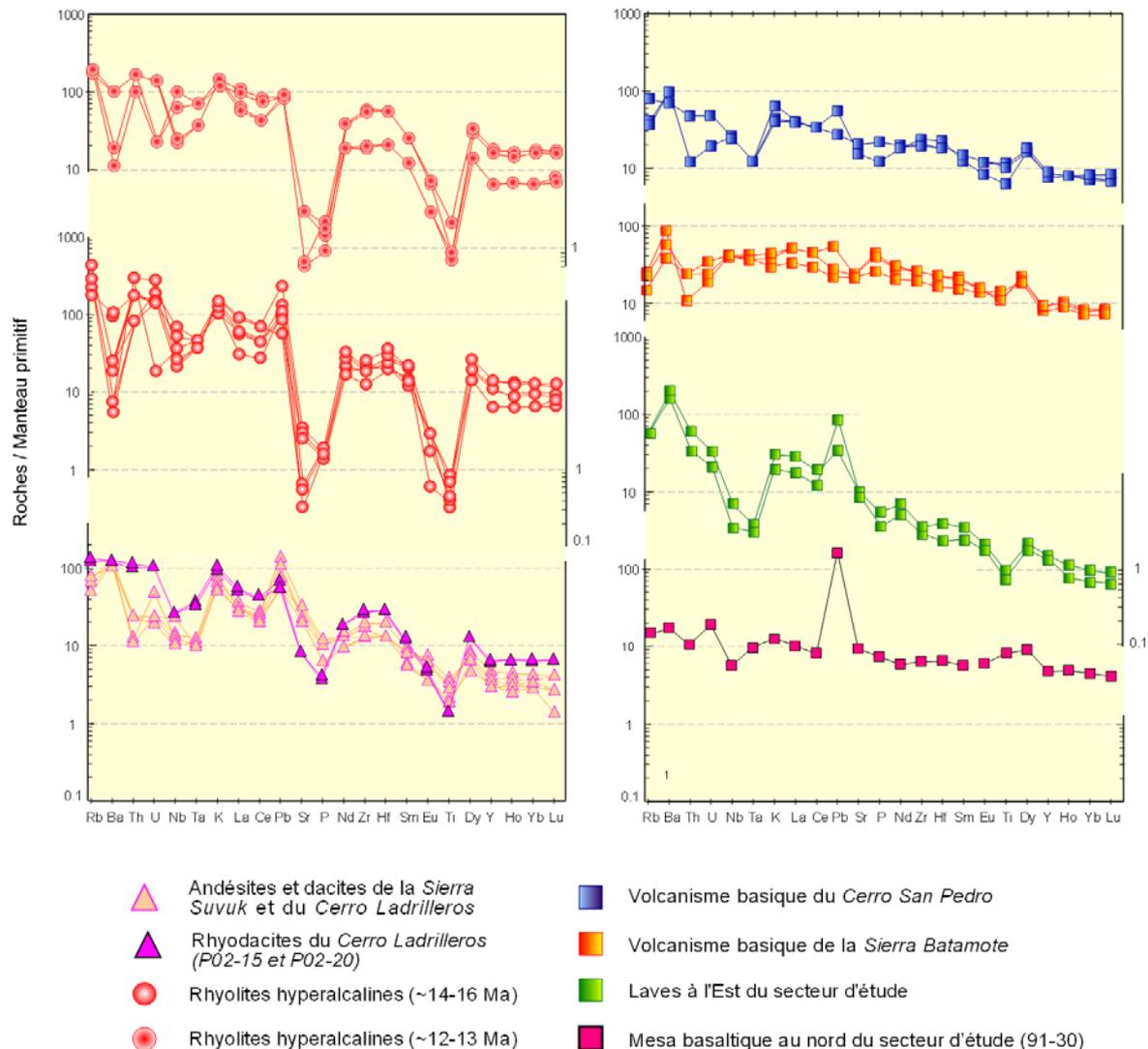


Figure II-34 : Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif (valeurs de normalisation de Sun et McDonough, 1989).

Les roches andésitiques et dacitiques de la *Sierra Suvuk* et du *Cerro Ladrilleros* présentent des tracés irréguliers marqués par des anomalies négatives en Ti, P et Nb-Ta et des anomalies positives en Pb et K. Elles ont, en outre, des teneurs élevées en éléments les plus incompatibles (Rb, Ba, Th et U). Les roches les plus différenciées de cette série (P02-15 et P02-20, qui affleurent en bordure du *Río Sonoyta*, voir Fig. II-2) sont plus enrichies en tous les éléments, en particulier en Rb, Ba, Th et U, mais aussi en Zr, Y, et Nb (> 300, 30 et 20 ppm, respectivement au lieu de 202, 20 et 13 ppm pour les dacites moins évoluées), et présentent des anomalies négatives plus marquées en Ti, P et Sr (< 180 ppm).

Les rhyolites ont des concentrations en éléments incompatibles à forte charge (HFSE) plus élevées (Zr = 358, Y = 58 et Nb = 35 ppm) que les roches dacitiques, alors que les éléments lithophyles à grand rayon ionique (LILE), ont des teneurs faibles (Sr = 30 et Ba = 213 ppm). Au sein des rhyolites nous avons distingué 2 groupes, en fonction des âges. Les rhyolites les plus anciennes présentent des concentrations faibles en Ti, Eu, P, Sr et Ba (Tableau II-3), ce qui se matérialise par de profondes anomalies négatives sur les diagrammes

multiéléments. Les rhyolites les plus récentes (comme celles de *Vidrios Viejos*), ont des tracés plus homogènes pour les éléments les moins incompatibles (Fig. II-34). Mais deux sous-ensembles peuvent être reconnus : l'un plus enrichi correspond aux rhyolites hyperalcalines de *Vidrios Viejos* (JR97-19 et JR99-82) l'autre aux rhyolites situées au nord de la *Sierra Batamote* (P02-8 et P02-11). Les premières ont des anomalies très négatives en Sr, en U et en Ba, alors que les rhyolites de *Batamote* présentent une légère anomalie négative en Nb-Ta et sont plus riches en Ba et Sr. Le groupe des rhyolites présente donc une certaine variabilité chimique.

IV-1.e. Relations génétiques entre les différents types de magmas miocènes

Les diagrammes de terres rares et les multiéléments servent à mettre en évidence de possibles relations génétiques entre les différents types de roches d'un même secteur géographique. Les données chimiques, à la différence des observations pétrographiques et minéralogiques, ont montré qu'il existait un certain continuum entre les dacites de l'ensemble *Suvuk – Ladrilleros* et les rhyolites, ce qui est conforté par les diagrammes multiéléments et les spectres de terres rares (Fig. II-33 et Fig. II-34). Ceci est encore plus lisible si l'on reporte les valeurs sur le même diagramme (Fig. II-35). On constate alors que les dacites les plus riches en silice (P02-15 et P02-20) qui, rappelons le ont une minéralogie à orthopyroxène et plagioclase, ont des tracés tout à fait similaires à ceux des rhyolites datées à 12 Ma (P02-8 et P03-22) qui elles ont des caractéristiques minéralogiques et chimiques de roches hyperalcalines. Ceci nous conduit à supposer - et les données géochronologiques comme les évidences de mélange décrites dans le chapitre minéralogie viennent l'appuyer - que ces deux liquides sont liés génétiquement et ont probablement coexisté dans un même réservoir.

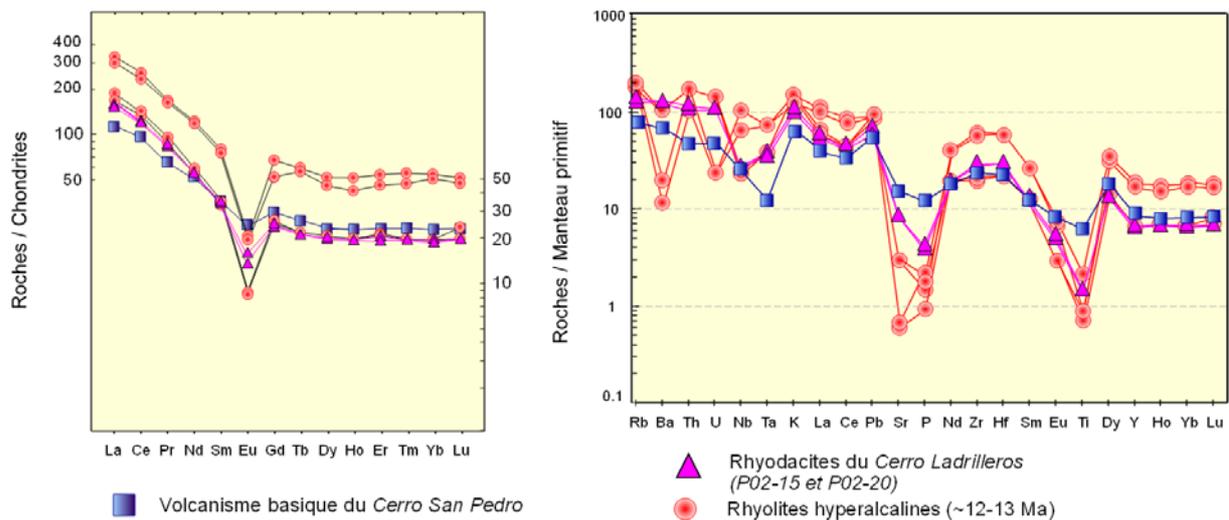


Figure II-35 : Relations génétiques basaltes – dacites - rhyolites.

De plus, la coulée qui chapeaute le niveau pyroclastique acide (JR97-27) au niveau de la mesa située au nord du *Cerro San Pedro* (voir Fig. II-3d), a un tracé, aussi bien sur le diagramme multiéléments que sur celui des terres rares, qui présente de grandes similitudes avec ceux des roches acides. Le spectre de terres rares est dans l'ensemble plus appauvri, ce qui

correspond à une composition de magma plus primaire, les HREE sont parfaitement parallèles et l'enrichissement en LREE légèrement moins important $[(La/Yb)_N \sim 5 \text{ au lieu de } 8-10]$. Sur le diagramme multiéléments, les tracés sont pratiquement superposés, mais les anomalies négatives en Ti, Eu, P, Sr moins importantes en raison du caractère moins différencié de ces laves. On note également une légère anomalie négative en Ta. Les données chimiques sur les traces confirment donc l'existence de liens pétrogénétiques entre laves basiques et laves acides, comme entre dacites et rhyolites. Les valeurs de Yb_N supérieures à 10 des basaltes semblent indiquer une genèse de ces magmas à pressions relativement faibles, sans grenat résiduel à la source (Morata *et al.*, 2003). Pour aller plus loin dans les hypothèses génétiques il est nécessaire de s'appuyer sur des données isotopiques. Nous le verrons dans le paragraphe suivant.

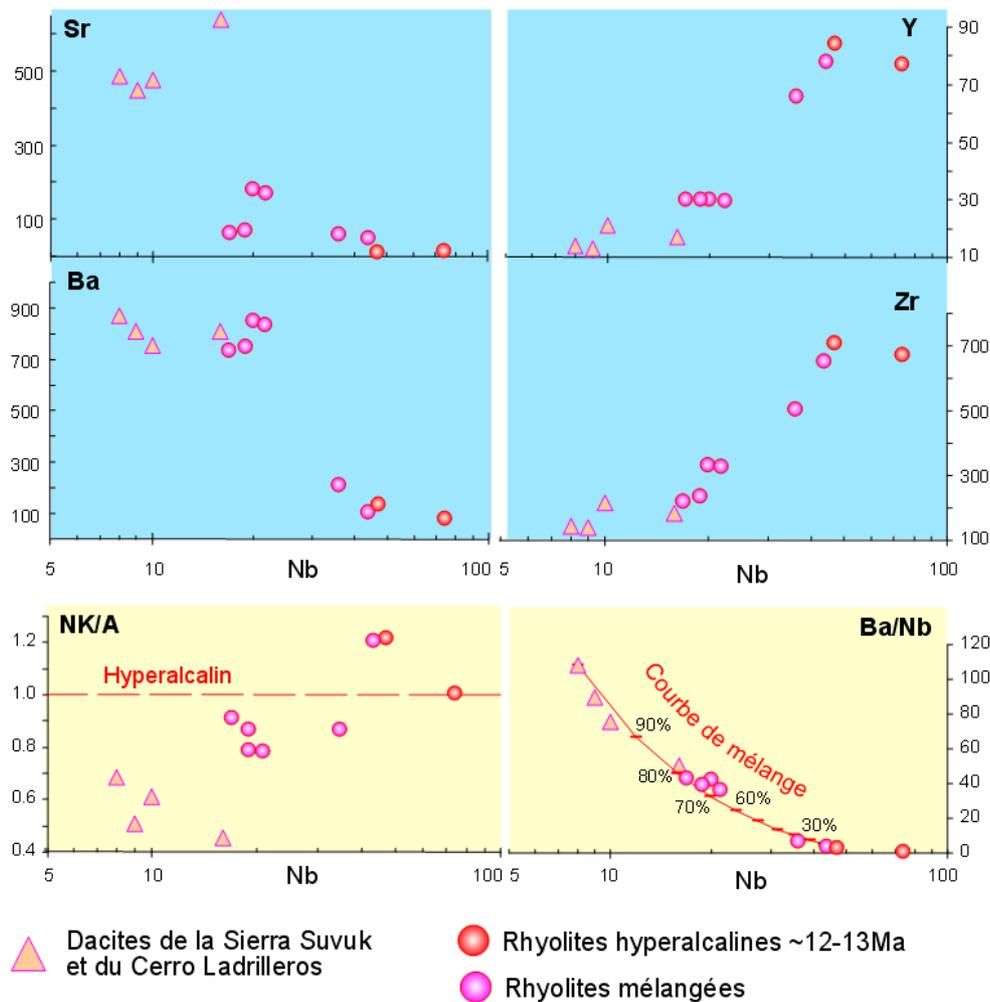


Figure II-36 : Modélisation des relations génétiques entre dacites et rhyolites.

Les observations pétrographiques, en particulier sur le niveau pyroclastique situé sous la mesa au nord du *Cerro San Pedro* ont clairement montré la réalité des phénomènes de mélange entre un liquide hyperalcalin [à feldspath alcalin + fayalite + pyroxène vert] et un liquide à hornblende, orthopyroxène et plagioclase qui avait de grandes ressemblances avec les dacites du secteur de la *Sierra Suvuk*. Les relations mutuelles entre les deux composants montraient qu'il s'agissait d'un "mélange" entre deux liquides qui ne s'étaient pas complètement

homogénéisés (voir par exemple les photos des Fig. II-21 et Fig. II-23). Y a-t-il, du point de vue géochimique, des évidences de liquides “mixtes” ? Les variations de concentration de certains éléments traces, dont les terres rares, et de l’indice d’hyperalcalinité permettent de distinguer parmi les laves les plus différenciées trois groupes (Fig. II-36).

Le premier groupe est constitué par les dacites de l’ensemble *Suvuk - Ladrilleros*, groupe qui se caractérise par des teneurs élevées en Sr et Ba, mais basses en Y, Zr et Nb, avec des valeurs du rapport $(La/Lu)_N$ comprises entre 7 et 10.

Le second groupe est représenté par les rhyolites hyperalcalines de *Vidrios Viejos*, les plus récentes puisque datées à environ 12 Ma. Elles ont des teneurs très basses en Sr et Ba, élevées en Y, Zr et Nb, avec les rapports $(La/Lu)_N$ les plus bas.

Le troisième groupe comprend des rhyolites légèrement hyperalcalines, ayant des valeurs intermédiaires en tous les éléments Sr, Ba, Y, Zr, Nb et $(La/Lu)_N$ par rapport aux deux groupes précédents. A ce groupe appartiennent les rhyolites P02-08, P02-11 et les rhyodacites P02-15 et P02-20, qui se localisent toutes dans le même secteur, au nord de la *Sierra Batamote*, en bordure du *Río Sonoyta*. Sur des diagrammes de variation d’éléments traces utilisant le niobium comme indice de différenciation (Fig. II-36) [on ne peut utiliser ni la silice ni le magnésium pour différencier des liquides aussi évolués] on constate que ces laves du troisième type occupent des positions intermédiaires entre les dacites de l’ensemble *Suvuk - Ladrilleros* et les rhyolites hyperalcalines *sensu stricto*, marquées par des indices d’hyperalcalinité supérieurs à 1. Les spectres de REE de ces rhyolites sont assez semblables à ceux des roches hyperalcalines - avec une forte pente au niveau des LREE $[(La/Sm) 4,3-5,1]$, une anomalie négative en europium et un tracé plus ou moins plat au niveau des HREE $[(Gd/Lu)_N = 1,1-1,2]$ – mais avec des concentrations systématiquement plus basses (Fig. II-37).

Une modélisation simple à partir des teneurs en Nb et Ba, en prenant comme pôles extrêmes la dacite JR97-1 et la rhyolite JR97-19, permet de montrer que les laves dacitiques et rhyolitiques se répartissent selon une ligne de mélange, ce qui implique que les deux liquides aient séjourné dans un même réservoir. Comme l’indique la courbe de mélange, les laves intermédiaires correspondent à de faibles pourcentages de mélange d’un liquide dacitique avec la rhyolite, ou de rhyolite avec le liquide dacitique (Vidal-Solano *et al.*, 2004, Fig. II-36)

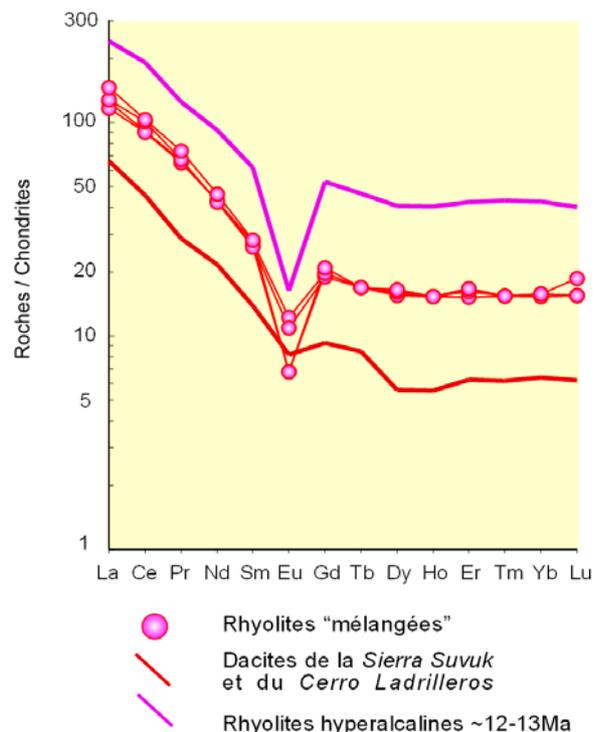


Figure II-37 : Comparaison des spectres de terres rares des dacites, des rhyolites et des laves correspondant au “mélange” entre les deux types de magmas.

IV-2. Données isotopiques

Les compositions isotopiques du Sr, Nd ont été déterminées sur seize échantillons (huit basaltes et huit laves différenciées). A partir de ces premiers résultats, 9 échantillons ont été sélectionnés pour détermination des rapports isotopiques du Pb.

La procédure de séparation du Sr et du Nd utilisée est celle qui a été décrite par [Lapierre et al. \(1997\)](#) qui consiste en une attaque par une solution de 2N HCl et 0,1N HF avant séparation sur des résines échangeuses d'ions. Les rapports isotopiques en Sr et Nd ont été déterminés sur le spectromètre de masse multi-collecteurs Finnigan MAT261 à l'Université Paul Sabatier de Toulouse. Les résultats obtenus sur le standard La Jolla ont donné pour le Nd $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511850 \pm 8$ (moyenne de 39 *runs*) ce qui correspond à une reproductibilité de 0,00001. Les résultats sur le standard NBS 987 ont donné, pour le strontium une valeur $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710250$ (moyenne de 200 *runs*).

La séparation du plomb a été effectuée à l'Université de Montpellier avec l'aide de Delphine Bosch, selon une procédure adaptée de celle de [Manhès et al. \(1980\)](#). L'analyse des rapports isotopiques du plomb a été réalisée sur l'ICP-MS multi-collecteurs VG Plasma 54 de l'École Normale Supérieure de Lyon. Les isotopes du plomb ont été mesurés en utilisant la méthode de normalisation Tl décrite par [White et al. \(2000\)](#). Les échantillons ont été intercalés avec les standards NIST 981 et calculés en utilisant la valeur donnée pour ce standard par [Todt et al. \(1996\)](#). La reproductibilité des résultats pour les standards et les duplicats d'échantillons indique une incertitude analytique maximale de 0,01 % pour les trois rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

IV-2.a. Les isotopes du Sr et du Nd

Les rapports isotopiques en Sr et Nd des basaltes montrent des variations significatives. Sur la base de ces rapports isotopiques, trois groupes peuvent être distingués.

- **Le groupe 1** comprend les laves aux caractéristiques shoshonitiques de la partie orientale du champ volcanique pré-*Pinacate* (*Cerro El Picú*, *Tres Mosqueteros* et le basalte affleurant en bordure de la route n°2). Ces laves basiques ont les teneurs les plus élevées en Sr radiogénique [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]_i = 0,707] et les valeurs les plus basses en Nd [$\epsilon\text{Nd} = -5$ à -7].
- **Le groupe 2** englobe les coulées de laves basiques aux caractéristiques transitionnelles alcalines de la *Sierra Batamote*, caractérisées par des rapports isotopiques en Sr plus bas [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]_i = 0,703 à 0,704] et des valeurs d'*epsilon* Nd cette fois-ci positifs [$\epsilon\text{Nd} = +4$ à $+6$].
- Le troisième ensemble (**Groupe 3**) regroupe les roches à affinités tholéitiques du *Cerro San Pedro* et le basalte 91-30 formant la mesa située à l'extrémité nord de la zone étudiée. Ces laves ont des compositions en Sr et Nd intermédiaires entre les deux groupes précédents [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]_i = 0,705 et $\epsilon\text{Nd} = +0,5$ à $+1,1$] ([Tableau II-4](#)).

Sample N°:	Type	Série	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ϵ (Nd) _i	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ϵ (Sr) _i
PI97-24	B K	P	9,2	50,5	0,512334	0,112066	-5,73	38,6	954	0,707255	0,112808	0,707226	39
JR98-21	B K	n°2	7,4	37,0	0,512357	0,113029	-5,56	31,4	926	0,707672	0,094545	0,707648	44,98
JR98-29	AB K	TM	8	40,0	0,512272	0,113027	-6,96	35	940	0,707997	0,103818	0,707970	49,56
91-30	B Thol	MN	2,5	8	0,512696	0,192249	1,15	7	200	0,705327	0,097563	0,705301	11,68
JR97-23	B Trans T	SP	6,4	26	0,512682	0,151432	0,97	26,2	448	0,705900	0,163029	0,705854	19,55
PI97-33	B Trans T	SP	6,5	26,5	0,512664	0,150896	0,58	24,2	465	0,705933	0,145079	0,705908	20,19
P02-6	B Trans A	B	9,2	38,5	0,512885	0,147014	4,89	15,1	519	0,704077	0,081091	0,704063	-6
P02-17	B Trans A	B	6,8	27,6	0,512977	0,151080	6,68	10,4	457	0,703381	0,063424	0,703370	-15,84

Tableau II-4 : Isotopes du Sr et du Nd des laves basiques du secteur pré-*Pinacate*. Les valeurs de ϵ Nd et ϵ Sr ont été calculées en utilisant comme valeurs actuelles $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$. Abréviations : B = Basaltes ; K = potassique ; AB = Andésites basaltiques ; Trans T = transitionnel tholéitique ; Trans A = transitionnel alcalin ; P = *El Picú* ; TM = *Tres Mosqueteros* ; MN = *Mesa Norte* ; SP = *Cerro San Pedro* ; B = *Batamote*.

Les dacites du groupe *Suvuk-Ladrilleros* (JR98-20, JR97-1 et JR99-83), ont des rapports isotopiques très uniformes et bas en strontium [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]_i = 0,704], pour des valeurs en *epsilon* néodyme comprises entre +1 et +3. De légères variations s'observent entre la dacite de la *Sierra Suvuk* (JR98-20) qui à un ϵ Nd de +3 et les deux échantillons du *Cerro Ladrilleros* (JR97-1 et JR99-83) qui ont des ϵ Nd voisins de 1 (**Tableau II-5**). Par ailleurs, la rhyodacite P02-15, dont les caractéristiques chimiques se rapprochent des rhyolites hyperalcalines (voir paragraphe IV-2), a un rapport en Sr similaire mais un ϵ Nd plus élevé de +4.

Sample N°:	Type	Série	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ϵ (Nd) _i	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ϵ (Sr) _i
JR98-20	D	S	4	18,5	0,512778	0,133018	3,02	49	522	0,704571	0,261644	0,704523	39
JR97-1	D	L	2,7	13	0,512700	0,127772	1,33	51,8	526	0,704610	0,274493	0,704559	44,98
JR99-83	D	L	2,6	12,5	0,512708	0,127961	1,47	51,4	481	0,704682	0,297857	0,704635	49,56
P02-15	RD	L	5,4	25,7	0,512840	0,129267	4,04	81,6	191	0,704922	1,190849	0,704719	-15,84
JR99-74	R	P	9,1	35	0,512513	0,159944	-2,37	164	51	0,760333	9,012481	0,758541	11,68
JR98-23	R	LN	9,4	42,5	0,512600	0,136064	-0,63	243	12	0,725892	56,561870	0,714646	19,55
JR97-19	R	VV	12	55,5	0,512804	0,133019	3,34	137	12	0,718326	31,865007	0,712896	20,19
P02-8	R	B	5,5	27,7	0,512764	0,122153	2,57	129	71	0,707667	5,065813	0,706804	-6

Tableau II-5 : Isotopes du Sr et du Nd des dacites et des rhyolites hyperalcalines. D = dacites ; RD = rhyodacites ; R = rhyolites ; S = *Suvuk* ; L = *Ladrilleros* ; P = *El Picú* ; LN = *Lomas del Norte* ; VV = *Vidrios Viejos* ; B = *Batamote*.

Les rhyolites hyperalcalines présentent à l'inverse des variations très importantes des rapports isotopiques du strontium et du néodyme (**Tableau II-5**). Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ varient globalement de 0,704 à 0,714 pour des *epsilon* néodyme compris entre -0,6 et +4. L'obsidienne rhyolitique du *Cerro El Picú* (JR99-74) se distingue par des valeurs extrêmes en Sr [$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$]_i = 0,758] avec des ϵ Nd de -2,3. Comme nous l'avons vu avec la chimie des majeurs et des traces, cet échantillon, qui se rattache au premier épisode rhyolitique daté à ~ 15 Ma, présente des évidences d'altération hydrothermale. Ce processus tardif est responsable d'un rapport Rb/Sr beaucoup plus bas que celui des autres échantillons de rhyolites, en raison de

teneurs en strontium plus de trois fois supérieures. Les difficultés rencontrées pour dater cette roche découlaient de ce même phénomène d'altération.

Les données isotopiques, reportées sur le diagramme ϵNd versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. II-38), permettent de souligner les relations qui existent entre les différents groupes de laves. D'une manière générale, l'ensemble des basaltes et des dacites *Suvuk – Ladrilleros* se disposent dans, ou très près, de la droite de corrélation mantellique (*Mantle array*). Le décalage observé est lié à un léger enrichissement en strontium qui peut être interprété, en première approximation, comme le signe d'une contamination par la croûte. Les rhyolites hyperalcalines sont à l'opposé très éloignées de cette droite de corrélation et tendent vers des teneurs très élevées en Sr radiogénique. Un tel enrichissement pour des roches pauvres en Sr implique un contaminant fortement radiogénique de type croûte continentale précambrienne (Faure, 2001).

Les deux basaltes de la *Sierra Batamote* [groupe 2] se situent près du pôle manteau appauvri (*Depleted Mantle*). Les andésites basaltiques à tendance shoshonitique de la partie orientale [groupe 1] sont au contraire enrichies en strontium et très appauvries en Nd ; leurs points représentatifs se situent très en dessous du pôle BSE (*Bulk Silica Earth*). Enfin, les laves à tendance tholéitique du groupe 3, qui se localisent en position intermédiaire, sont issues d'une source enrichie avec une probable participation de la croûte continentale. Ces résultats confrontés aux différences observées sur les diagrammes multiéléments et les spectres de terres rares, semblent indiquer que les basaltes miocènes du secteur pré-*Pinacate* dérivent de trois sources mantelliques distinctes.

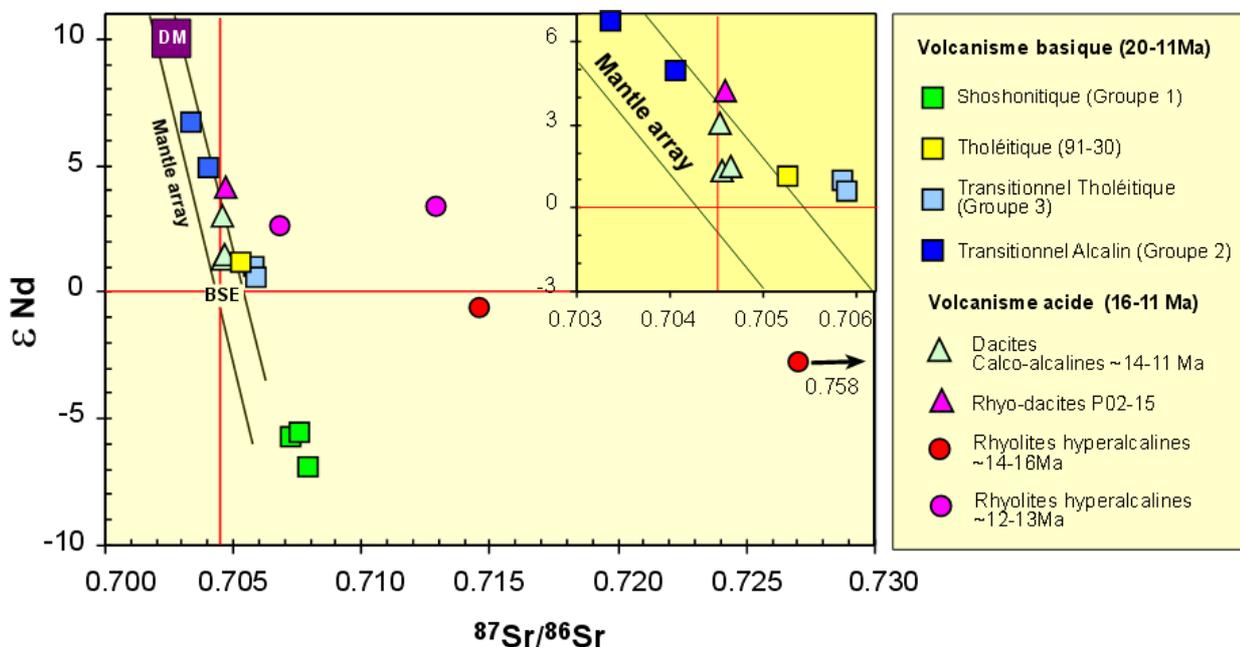


Figure II-38 : Diagramme de corrélation ϵNd – ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) des laves du volcanisme pré-*Pinacate*. Principaux réservoirs mantelliques d'après Zindler et Hart (1986). DM = *Depleted Mantle* ; BSE = *Bulk Silica Earth*.

Les deux dacites du *Cerro Ladrilleros* ont des valeurs isotopiques proches de celles des basaltes tholéitiques. Les deux autres échantillons sont plus enrichis en *epsilon* néodyme, pour des valeurs identiques des rapports du Sr. L'échantillon P02-15, le plus différencié de la série, se situe ainsi près du groupe des basaltes à tendance alcaline de la *Sierra Batamote*. Les rhyolites hyperalcalines montrent par contre des variations très importantes des rapports isotopiques en Sr, mais deux groupes se différencient en fonction des valeurs en ϵ Nd : les rhyolites les plus vieilles (~ 14 Ma) ont des *epsilon* Nd négatifs, alors que les rhyolites les plus récentes, qui ont été datées à environ 12 Ma, ont des valeurs en ϵ Nd positives. L'échantillon P02-8, dont les caractéristiques étaient très proches de celle de P02-15, est le moins enrichi en Sr radiogénique

IV-2.b. Les isotopes du Pb

Les roches basiques montrent des variations relativement importantes des rapports isotopiques en ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) [18,66-19,23 et 38,25-38,95 respectivement] (Tableau II-6) alors que les rapports ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) varient moins et sont compris entre 15,57 et 15,69. Les échantillons de dacites et de rhyolites hyperalcalines ont des valeurs qui ne sont pas fondamentalement différentes de celles des basaltes et qui sont très semblables entre elles.

Sample N°:	Type	Série	U (ppm)	Pb (ppm)	Th (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
PI97-24	B Sho	P	1,5	10	7	19,13	15,67	38,95
JR98-21	B Sho	n°2	2,7	13	51,8	19,23	15,69	38,94
91-30	B Thol	MN	0,4	30	0,9	19,23	15,67	38,87
JR97-23	B Trans T	SP	0,4	5	1	19,01	15,66	38,84
PI97-33	B Trans T	SP	0,4	5	1	19,01	15,66	38,83
P02-17	B Trans A	B	0,5	4	2	18,66	15,57	38,25
JR99-83	D	L	1	10	1	18,86	15,63	38,62
P02-15	RD	L	2,3	13	10	18,88	15,63	38,61
P02-8	R	B	3,1	30	15	18,94	15,65	38,75

Tableau II-6 : Isotopes du Pb des laves acides et basiques du volcanisme pré-*Pinacate*.

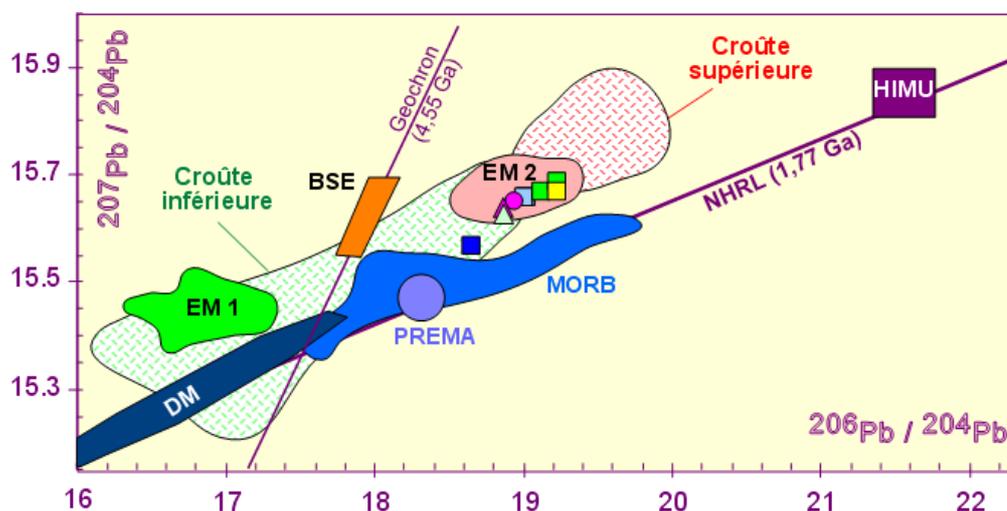


Figure II-39 : $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Mêmes symboles que pour la Fig. II-38.

Le diagramme conventionnel $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. II-39), souligne le caractère enrichi de toutes les laves du secteur pré-*Pinacate* et l'absence de différences marquées entre laves basiques et les roches dacitiques à rhyolitiques. Tous les points se situent en effet largement au dessus de la ligne NHRL (*North Hemisphere Reference Line* de Zindler et Hart, 1986). Le basalte transitionnel alcalin de la *Sierra Batamote* (P02-17, **Groupe 2**) est le plus appauvri en isotopes du plomb et se situe près de la NHRL et des champs des MORB et du *Prevalent Mantle* (PREMA). Tous les autres échantillons sont enrichis et se localisent dans le champ représentatif des sédiments océaniques (pole EM 2). Cependant, cette zone correspond également sur ce diagramme à la limite des champs de la croûte continentale inférieure et de la croûte supérieure (Rollinson, 1993). Les basaltes riches en potassium (**Groupe 1**) et le basalte tholéitique du nord (91-30), sont plus enrichis et se situent à l'autre extrémité du nuage de point, alors que les basaltes transitionnels tholéitiques (**Groupe 3**) sont en position intermédiaire. Les dacites et les rhyolites hyperalcalines se placent entre les points représentatifs des basaltes du *Cerro San Pedro* et ceux de la *Sierra Batamote*.

Le diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ confirme l'évolution observée sur le diagramme précédent (Fig. II-40). On retrouve en effet les basaltes du groupe 2 situés près du pole MORB et le basalte 91-30 le plus enrichi en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les autres échantillons (basaltes potassiques et transitionnels tholéitiques, mais aussi les dacites et les rhyolites) montrent l'intervention d'une source enrichie en ^{208}Pb , qui peut correspondre soit aux sédiments océaniques, soit à la croûte continentale. On peut remarquer que sur ce diagramme la rhyolite P02-8 se différencie des laves dacitiques et rhyodacitiques, alors que ces trois points étaient très regroupés dans le diagramme précédent.

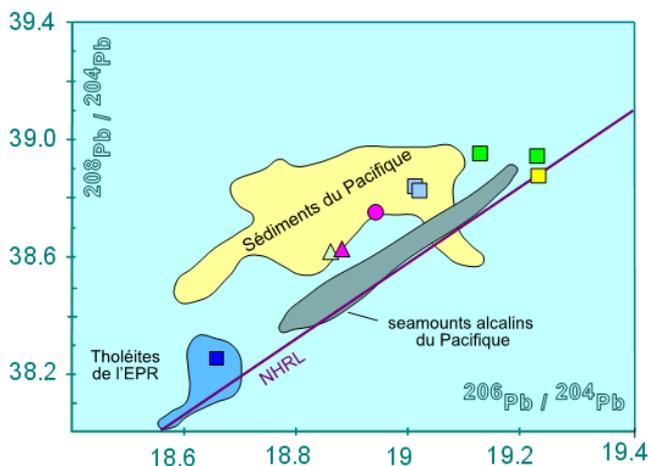


Figure II-40 : Diagrammes de corrélation des isotopes du plomb $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Champs des sédiments, de l'EPR et des seamounts du Pacifique d'après Petrone et al. (2003).

IV-2.c. Sources des laves du secteur pré-*Pinacate*.

En nous appuyant sur les rapports isotopiques en Sr, Nd et Pb, et les caractéristiques chimiques des laves, nous pouvons essayer de préciser la nature des sources à l'origine du magmatisme miocène. Les diagrammes combinant les isotopes du Sr et du Nd d'un côté, le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'autre, confirment [1] l'existence de trois types de basaltes et [2] montrent une évolution d'ensemble depuis un pole appauvri de type MORB ou PREMA, vers un pole plus enrichi en Sr et appauvri en Nd de type EM 2 (Fig. II-41). La position des roches dacitiques et rhyolitiques indique qu'elles dérivent de la même source que les basaltes. Cependant, les valeurs relativement constantes en Nd et très élevées en Sr - qui décalent largement ces points de la droite de corrélation mantellique sur le diagramme ϵNd en fonction

de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - indiquent que l'ouverture du système isotopique Rb-Sr est le résultat d'une interaction tardive avec la croûte supérieure (Fig. II-38). Ceci est particulièrement remarquable pour l'échantillon de rhyolite hyperalcaline (P02-8) qui est groupé avec les points représentatifs des rhyolites et rhyodacites du *Cerro Ladrilleros* sur le diagramme ϵNd versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, alors qu'il est plus enrichi en strontium radiogénique par rapport à ces mêmes points sur le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les basaltes transitionnels d'affinités tholéitiques du *Cerro San Pedro* et dans une moindre mesure le basalte tholéitique de la Mesa du nord (91-30) semblent aussi avoir été légèrement contaminés par un pôle très radiogénique en Sr, puisqu'ils se situent au dessus de la ligne du BSE, contrairement à ce que l'on observe avec l' ϵ néodyme. Les basaltes riches en potassium de la partie orientale du champ volcanique pré-*Pinacate* sont ceux qui se situent le plus près du champ EM 2. Soulignons pour terminer que la position des points représentatifs des dacites et des rhyolites, près des basaltes d'affinité tholéitique ou alcaline sur le diagramme ϵNd en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, semble confirmer l'existence d'un lien génétique entre les roches différenciées et les basaltes.

IV-2.d. Processus pétrogénétiques.

La reconstitution de l'origine et de l'évolution pétrogénétique des liquides magmatiques est toujours plus délicate en domaine continental qu'en domaine océanique, car il faut arriver à faire la part de ce qui est signature mantellique et contamination par la croûte, la croûte assimilée pouvant être, en outre, très variable en âge comme en composition.

Contamination par la croûte continentale

Deux éléments sont classiquement utilisés pour mettre en évidence la contamination par la croûte continentale : une corrélation positive entre les rapports isotopiques du Sr et la silice, ou le rapport P/K. P_2O_5 et K_2O sont en effet des éléments incompatibles durant la cristallisation fractionnée et ils vont donc s'enrichir dans le liquide résiduel. La croûte continentale étant par ailleurs riche en potassium, le rapport P/K sera faible dans le cas d'une contamination (Carlson et Hart, 1987 ; Farmer *et al.*, 1995).

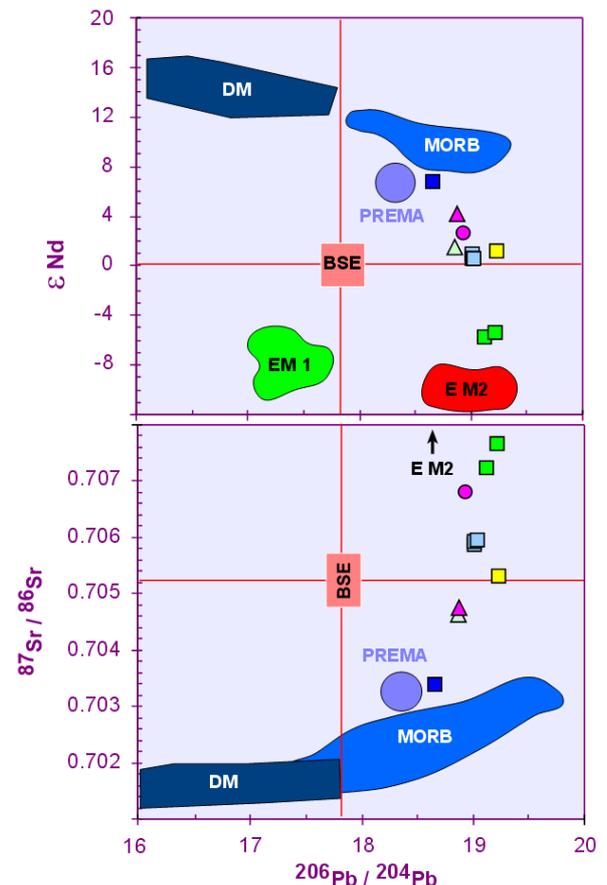


Figure II-41 : Diagrammes de corrélation ϵNd et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Principaux champs mantelliques d'après Rollinson (1993). Même symboles que sur les figures précédentes.

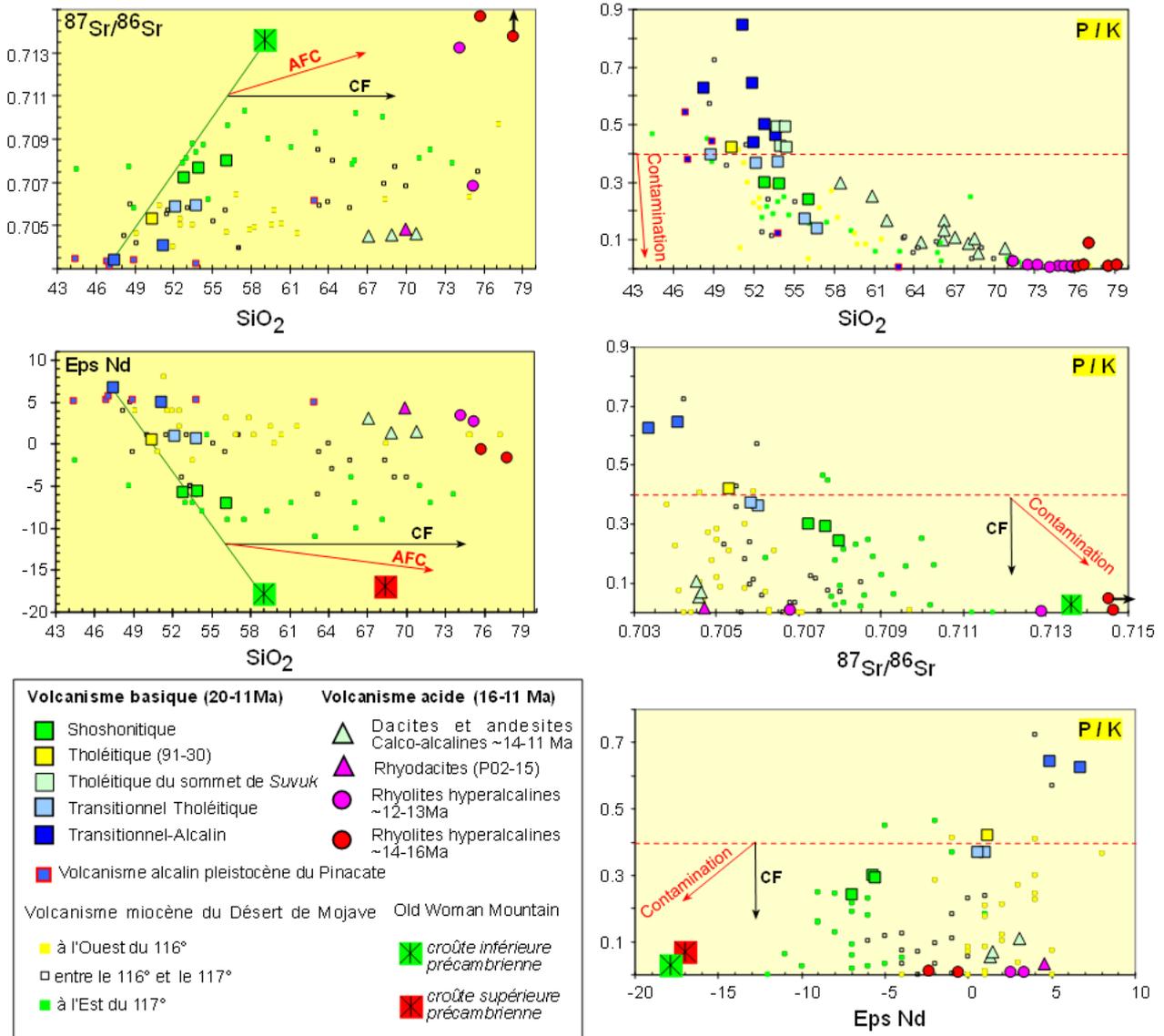


Figure II-42 : Diagrammes de variation des isotopes du Sr et du Nd en fonction de la silice et variation de ces mêmes isotopes et de la silice en fonction du rapport P / K. Les carrés de petite taille correspondent aux laves du *Mojave Desert* dont les compositions isotopiques ont été interprétées comme étant le reflet des différents composants du substratum (Miller *et al.*, 2000). Les laves situées à l'est du méridien 117° auraient comme source une lithosphère ancienne (précambrienne) alors que les laves situées à l'ouest du méridien 116° seraient issues d'un manteau asthénosphérique. On peut noter que les laves à caractère shoshonitique du secteur oriental du *Pinacate* se répartissent, sur ces diagrammes, dans le domaine des laves à source lithosphérique. Données sur le volcanisme alcalin quaternaire du *Pinacate* de Lynch *et al.* (1993).

Les magmas d'origine mantellique ont des rapports P/K supérieurs à 0,4 alors que les roches de la croûte ont des valeurs très faibles (voisines de 0,01). Le diagramme P/K en fonction de SiO₂ appliqué aux roches de la séquence pré-*Pinacate*, montre une bonne corrélation, en particulier à partir des andésites basaltiques (52 % de silice), ce qui pourrait être interprété comme le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée. Cependant, la corrélation positive de la silice avec les rapports isotopiques du Sr et la corrélation négative avec εNd (Fig. II-42) contredisent cette interprétation. Les diagrammes SiO₂ versus ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et

SiO₂ versus εNd soulignent deux types d'évolutions très différentes : celle des roches basiques qui montrent une forte variation des rapports isotopiques pour de faibles variations des teneurs en silice et celle des rhyolites qui correspond, au contraire, à de fortes variations des teneurs en silice pour de faibles variations des rapports isotopiques en Nd. L'enrichissement en Sr radiogénique implique pour sa part clairement un composant très radiogénique en Sr. Les variations des valeurs en εNd des roches basiques peuvent être interprétées soit en terme de sources différentes soit comme le résultat d'un processus de contamination.

Les caractéristiques chimiques des laves miocènes du désert de *Mojave*, en Californie (Miller *et al.*, 2000), ont montré que les signatures isotopiques des laves reflétaient non seulement la contamination par la croûte supérieure mais aussi des variations importantes dans la nature de la lithosphère dans cette région du sud-ouest des USA. Une composition de la croûte inférieure précambrienne, a été établie à partir des xénolites remontés par les basaltes tertiaires du désert de *Mojave* (Hanchar *et al.*, 1994). Quant-à la composition de la croûte supérieure, elle a été définie à partir de la composition des roches précambriennes qui affleurent dans les *Old Woman Mountains* (Miller et Wooden, 1994). Le contexte géologique dans le nord-ouest du Sonora n'étant pas fondamentalement différent, nous avons utilisé ces mêmes valeurs de la croûte supérieure et inférieure sur les diagrammes de corrélation entre isotopes du Sr - Nd et la silice. Les trois groupes de basaltes que nous avons reconnus s'alignent ainsi le long d'un droite joignant un composant basaltique ayant une signature mantellique appauvrie - de type basaltes alcalins quaternaires du *Pinacate* (Lynch *et al.*, 1993) - et le pôle représentatif de la croûte précambrienne inférieure. Les basaltes transitionnels alcalins de la *Sierra Batamote* ont des signatures proches des laves actuelles du *Pinacate*, dont la source est typiquement asthénosphérique. Les laves "shoshonitiques" de la partie est montrent au contraire une très forte interaction des liquides magmatiques avec la croûte inférieure précambrienne. Le basalte 91-30 et les basaltes transitionnels tholéitiques ont de leur côté des signatures de type manteau lithosphérique (valeurs isotopiques proches du BSE). Ces différents liquides "primaires" évolueraient ensuite par cristallisation fractionnée et contamination avec un composant croûte supérieure précambrienne (AFC), comme le montre un léger enrichissement en Sr radiogénique et une diminution de l'indice P/K au sein des trois groupes de basalte (Fig. II-42).

Les dacites et rhyodacites calco-alcalines de la *Sierra Suvuk* et du *Cerro Ladrilleros*, ont des valeurs relativement basses en $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_i$ et en εNd. Elles peuvent donc être considérées comme des liquides provenant de la cristallisation fractionnée de magmas basiques issus d'une source mantellique lithosphérique (valeurs isotopiques en εNd proches du pôle BSE) sans qu'il soit nécessaire de faire appel à une contamination crustale importante. Les rhyolites hyperalcalines, qui ont des valeurs élevées en $[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_i$, montrent, au contraire, une forte contribution de la croûte précambrienne supérieure, ce qui est en accord avec la différenciation finale de ces liquides dans des réservoirs superficiels. Cependant, les variations en εNd dans le groupe des rhyolites sont trop importantes pour résulter d'une évolution en système ouvert dans un réservoir superficiel, comme cela a été suggéré pour les rhyolites hyperalcalines du *McDermitt volcanic field* (Oregon-Nevada, Tegtemeyer et Farmer, 1990). Les différences observées dans les rapports isotopiques en Sr et Nd des rhyolites datées à ~ 15 Ma et celles de 12 Ma, sont donc vraisemblablement en relation avec des magmas parents dérivant de sources

légèrement différentes, plus enrichie en ϵNd pour les rhyolites les plus récentes. Cette évolution dans le temps des caractéristiques des basaltes source va de pair avec une augmentation du caractère hyperalcalin des rhyolites.

Mélanges de magmas

Les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de Sr et ϵNd en fonction de Nd permettent de modéliser les mécanismes de cristallisation fractionnée et de contamination (AFC) en appliquant les méthodes de calcul de DePaolo (1981). Sur le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de Sr, les points représentatifs des rhyolites hyperalcalines se répartissent sur des courbes d'AFC qui impliquent des taux de cristallisation fractionnée de 70 à 90 % à partir d'une source basaltique transitionnelle alcaline et une faible contamination par la croûte supérieure précambrienne (un contaminant très radiogénique modifie très vite les rapports isotopiques dans des laves pauvres en Sr, même pour des taux d'assimilation faibles). Sur le diagramme ϵNd en fonction de Nd, les rhyolites ne s'alignent par contre pas toutes sur la même courbe d'AFC (Fig. II-43). Il ne peut donc s'agir d'un processus d'AFC simple.

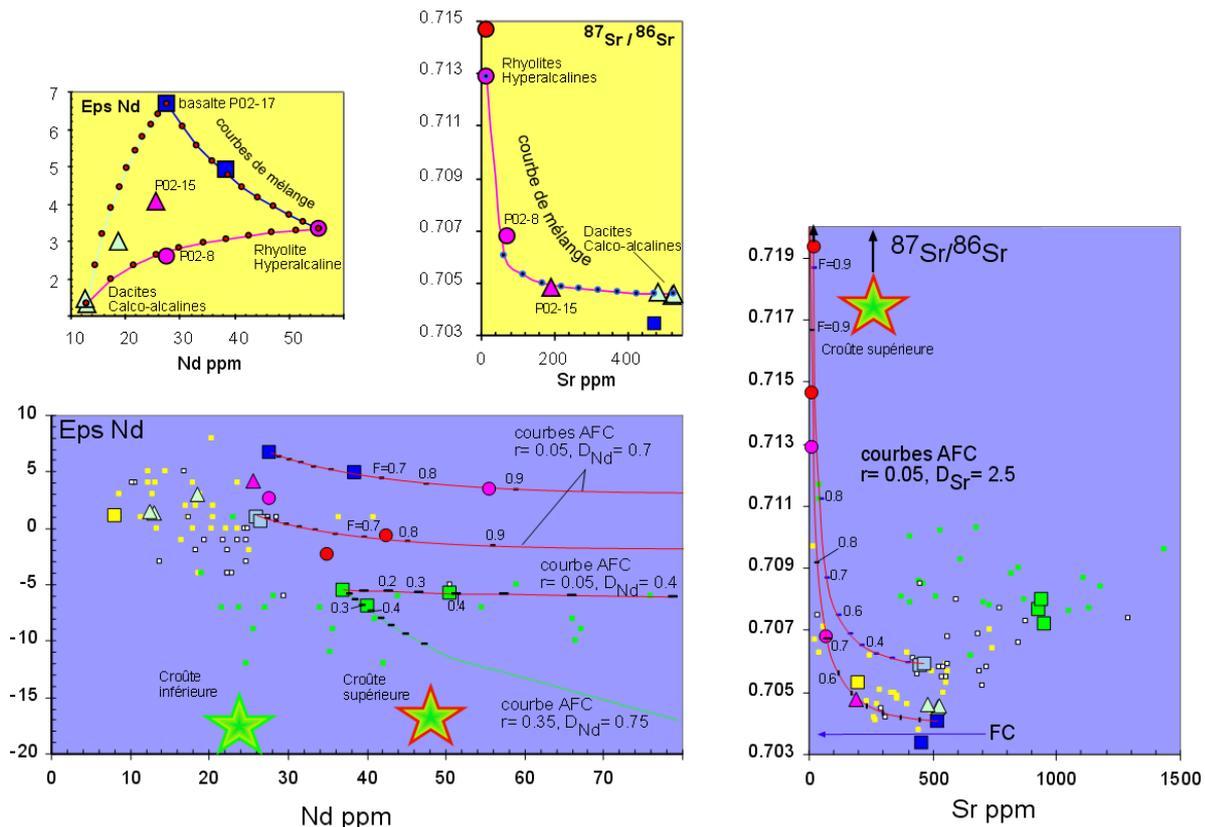


Figure II-43 – Relations $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de Sr et ϵNd en fonction de Nd. Modélisation de la cristallisation fractionnée + assimilation (AFC) entre un pôle basaltique transitionnel (alcalin ou tholéitique) et la croûte continentale supérieure précambrienne. Valeurs des composants crustaux déduites, pour la croûte inférieure, des xénolites de remontés par les basaltes du Désert de Mojave et pour la croûte supérieure, des roches précambriennes des Old Woman Mountains (Miller *et al.*, 2000). [croûte inférieure : Sr = 412 ppm, Nd = 24 ppm, $\text{Sr}_i = 0,7136$ et $\epsilon\text{Nd} = -17$; croûte supérieure Sr = 216 ppm, Nd = 48,4 ppm, $\text{Sr}_i = 0,7390$ et $\epsilon\text{Nd} = -17,9$]. r = proportion de contamination (en masse) ; les pourcentages sur la courbe indiquent les pourcentages de cristallisation fractionnée ; D_{Sr} et D_{Nd} sont les coefficients de partage du Sr et du Nd.

Les dacites ne s'inscrivent pas dans les courbes d'évolution des rhyolites par AFC. Les rapports isotopiques voisins des basaltes et des dacites semblent au contraire indiquer que ces dernières proviennent de la cristallisation fractionnée de basaltes sans contamination importante par la croûte supérieure. Les teneurs en strontium de ces laves étant beaucoup plus élevées que celles des rhyolites, l'influence de la contamination y est moins marquée. Les similitudes chimiques entre dacites et rhyolites ne peuvent de ce fait s'expliquer que par des phénomènes de mélange de magma. L'intervention de tels mécanismes a déjà été soulignée par la minéralogie de certaines rhyolites. Les signatures isotopiques de la rhyolite P02-8 peuvent ainsi être modélisés par un mélange entre un liquide rhyolitique hyperalcalin de type *Vidrios Viejos*, à indice d'agpaïcité élevé, et une dacite du type de celles qui forment le *Cerro Ladrilleros*. La rhyodacite P02-15 a des ϵNd de +4 ce qui implique l'intervention dans le système d'un liquide plus riche en ϵNd . Les différences de signatures isotopiques de la rhyolite P02-8 et de la rhyodacite P02-15 peuvent être modélisées en faisant appel à un mélange à trois poles : un basalte transitionnel alcalin (plus riche en ϵNd), un liquide dacitique et un liquide rhyolitique (Fig. II-43). L'association minéralogique complexe observée dans le tuf ponceux situé sous la mesa au nord du *Cerro San Pedro* semble confirmer la réalité de l'intervention de ces trois composants dacitique, rhyolitique et basaltique au cours d'un même cycle éruptif.

Nature des sources

Une comparaison des données isotopiques en néodyme, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ permet d'apporter quelques précisions supplémentaires sur la nature des réservoirs mantelliques impliqués dans la genèse des laves miocènes de la séquence pré-*Pinacate*.

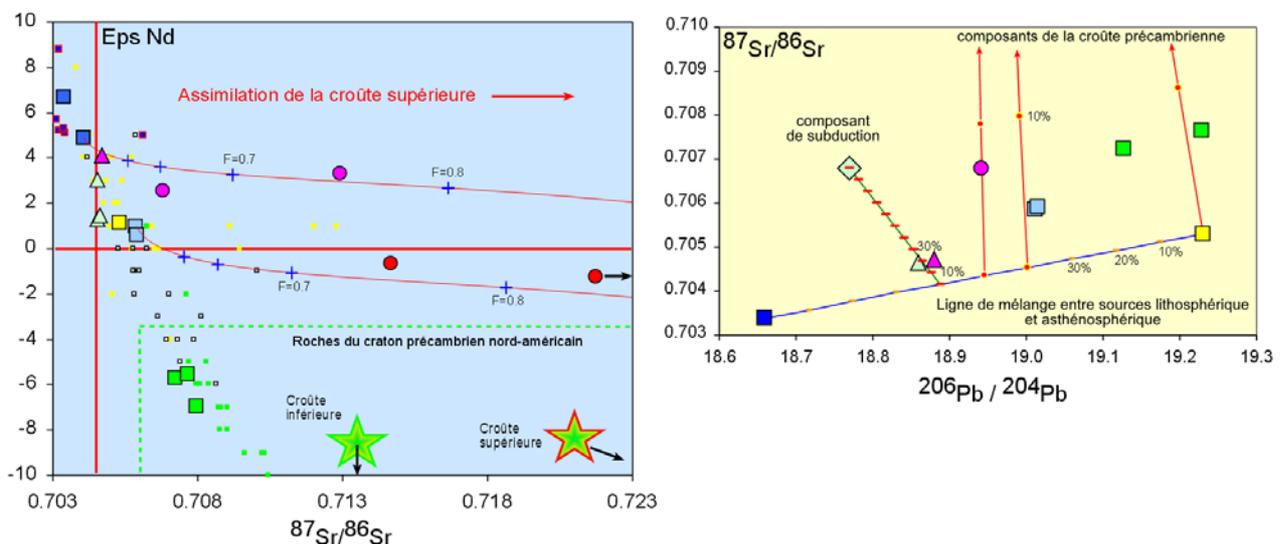


Figure II-44 – Modélisation des processus de cristallisation fractionnée et contamination et nature des sources mantelliques. Diagramme ϵNd en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les courbes d'AFC ($r = 0,05$ - $D_{\text{Sr}} = 2,5$ - $D_{\text{Nd}} = 0,7$) ont été construites à partir d'un basalte transitionnel (P02-6 et PI97-33) en utilisant les valeurs de Miller *et al.*, (2000) pour la croûte précambrienne inférieure et supérieure (voir Fig. II-43). Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Courbes de mélanges simples entre une source lithosphérique enrichie (basalte tholéitique 91-30) et une source asthénosphérique appauvrie (basalte transitionnel alcalin P02-17), un composant de subduction [les sédiments du Pacifique, Hemming et McLennan (2001)] et la croûte précambrienne.

Les données isotopiques en Sr et Nd différencient nettement, comme nous l'avons vu, trois sources pour les basaltes du secteur du *Pinacate*. Les caractéristiques particulières des basaltes "shoshonitiques" du secteur oriental [enrichissement en LREE, ϵNd négatifs (- 5 à - 7), rapports isotopiques élevés en Sr ($\geq 0,707$) et en plomb 207 et 208] sont tout à fait similaires à celles des basaltes miocènes du *Mojave Desert* situés à l'est du méridien 116°, qui ont été interprétés comme le résultat de la fusion partielle d'une source lithosphérique enrichie associée à la croûte protérozoïque nord-américaine (Miller *et al.*, 2000), c'est-à-dire la "vieille" lithosphère précambrienne.

Les basaltes transitionnels tholéitiques à alcalins ont des rapports isotopiques qui peuvent être modélisés par un mélange entre une source lithosphérique enrichie (représentée par le basalte 91-30, daté à 20 Ma) et une source asthénosphérique appauvrie représentée par le basalte de la *Sierra Batamote* (P02-17), dont les signatures sont proches de celles des basaltes quaternaires du *Pinacate*.

Différents mécanismes interviennent ensuite pour expliquer la variété des signatures observées aussi bien dans les basaltes que dans les roches différenciées. Parmi ceux qui jouent un rôle majeur figurent bien évidemment les phénomènes de contamination par la croûte continentale. Les basaltes transitionnels tholéitiques montrent une influence limitée de ce processus alors que les rhyolites hyperalcalines ont été fortement marquées, particulièrement au niveau des isotopes du Sr, par une contamination par les roches très radiogéniques en Sr de la croûte supérieure précambrienne.

Enfin, si les roches dacitiques portent encore l'empreinte d'un composant subduction (~ 20 %, Fig. II-44) celle-ci est peu marquée et les caractéristiques isotopiques, en particulier en plomb, indique que la source de ces laves est très fortement influencée par une source appauvrie de type asthénosphère océanique.

IV-3. Conclusion

L'étude géochimique des magmas de la région du *Pinacate* met en évidence, en particulier pour les roches basiques, des variations importantes dans un secteur géographique réduit et sur une période de temps limitée. Des travaux récents (Edwards et Russell, 2000 ; Miller *et al.*, 2000) ont montré que si les variations observées dans les signatures isotopiques des laves servent effectivement à évaluer en premier lieu la contamination par la croûte continentale supérieure, elles sont aussi le reflet de la structure lithosphérique et de la nature du manteau sous-continentale. Les signatures particulières des laves des *Cerros Tres Mosqueteros* et *El Picú* semblent ainsi indiquer la présence, dans le secteur oriental du *Pinacate*, d'un manteau lithosphérique ancien ayant des caractéristiques géochimiques tout à fait similaires à celles du manteau lithosphérique précambrien de la région du *Mojave Desert* (Miller *et al.*, 2000). **L'activité volcanique miocène à quaternaire de la région du *Pinacate* se situe donc à l'aplomb d'une limite lithosphérique majeure qui correspond à la bordure du craton précambrien nord-américain.**

Dans le secteur occidental, les premières manifestations volcaniques Miocène inférieur (basalte 91-30 et les laves à caractère transitionnel tholéitique), proviennent d'une source lithosphérique enrichie, différente de la lithosphère précambrienne. Pendant le Miocène moyen l'influence d'une source asthénosphérique se fait jour et elle sera de plus en plus marquée, jusqu'à devenir prépondérante au Pléistocène. Une telle évolution dans le temps de la nature des sources, a été interprétée dans le *Basin and Range* du sud-ouest des USA (Fitton *et al.*, 1991 ; Hawkesworth *et al.*, 1995 ; Rogers *et al.*, 1995) ou la région du *Rio Grande rift* (Davis et Hawkesworth, 1995), par l'amincissement progressif d'une lithosphère épaisse entraînant, par décompression, sa fusion partielle et la production de magmas enrichis (Platt et England, 1993). La tectonique extensive et l'amincissement lithosphérique se poursuivant, la remontée des isothermes favorise ensuite la fusion partielle du manteau asthénosphérique. Une autre possibilité peut être envisagée, en se référant au *Mojave Desert* (Miller *et al.*, 2000), c'est que l'apparition d'une source appauvrie soit liée au développement progressif d'une fenêtre asthénosphérique à la suite de la collision de la ride océanique et de la fin du processus de subduction qui s'en est suivi. Nous reviendrons plus en détail sur les relations volcanisme - contexte géodynamique dans la quatrième partie.

Les caractéristiques des laves intermédiaires (andésites-dacites) et acides sont contrastées. Les premières ont une minéralogie (plagioclase + orthopyroxène + clinopyroxène + rares amphiboles) qui témoigne d'une relative pauvreté en eau de ces magmas. Par ailleurs, leurs signatures isotopiques proches de celles des basaltes transitionnels [faible enrichissement en LREE et HREE ± plats, ϵNd positifs (+1 à +4), rapports isotopiques en Sr de l'ordre de 0,704 et valeurs en plomb proches du pôle manteau appauvri] montrent que ces laves ne dérivent pas d'un manteau fortement métasomatisé qui caractérise en général les zones de subduction. Un composant subduction est effectivement décelable mais une autre source, de type asthénosphérique, est impliquée dans la genèse de ces laves.

Enfin, les rhyolites hyperalcalines d'âge Miocène moyen (15-12 Ma) qui affleurent dans le secteur du *Pinacate* ont des caractéristiques chimiques [spectres de REE enrichis en LREE et plats en HREE avec une profonde anomalie négative en Eu, rapports isotopiques très variables et souvent très élevés en Sr, ϵNd plus ou moins constants] qui soulignent une origine par cristallisation fractionnée à partir de liquides basaltiques de nature transitionnelle, cristallisation fractionnée qui a été accompagnée par une contamination importante par la croûte supérieure précambrienne, lors de l'évolution finale de ces liquides dans des réservoirs proches de la surface. Cette contamination n'est pas importante en masse, mais en impact sur la signature isotopique en Sr au regard des teneurs très faibles en Sr de ces liquides. Au sein de ce groupe, si la minéralogie reste fondamentalement marquée par la présence du seul feldspath alcalin et de l'association fayalite – ferrohédénbergite, l'évolution des caractéristiques chimiques depuis des termes à indice d'agpaïcité largement supérieurs à 1 [plus teneurs basses en Sr et Ba et élevées en Y, Zr et Nb] jusqu'à des roches ayant des signatures proches des dacites du *Cerro Ladrilleros*, confirme l'intervention de phénomènes de mélange entre ces deux types de magmas, phénomène visible localement à l'échelle de la lame mince.

Les laves hybrides sont situées dans un secteur bien délimité au nord de la *Sierra Batamote* et correspondent principalement à l'épisode rhyolitique le plus récent (~ 12 Ma). L'implication d'un troisième composant de nature basaltique, nécessaire pour expliquer les caractéristiques isotopiques et les compositions minéralogiques fondamentalement différentes entre les deux liquides évolués, conduisent à envisager un système magmatique constitué de deux réservoirs situés à des profondeurs différentes :

- ✓ un réservoir très superficiel dans lequel a séjourné, durant un laps de temps relativement long, un liquide issu d'un magma basaltique transitionnel. Celui-ci aurait évolué, par cristallisation fractionnée et contamination par la croûte supérieure précambrienne, jusqu'à une composition de rhyolite hyperalcaline de type comenditique. Les données disponibles sur des édifices quaternaires du Rift Est Africain montrent que les temps de résidence de ce type de liquide au sein de la croûte est de l'ordre du millier d'années (Rogers *et al.*, 2004).
- ✓ un réservoir plus profond d'où est issu le liquide dacitique. La montée vers la surface de ce dernier a été favorisée, comme le montrent les enclaves résorbées à olivine et clinopyroxène (Fig. II-23), par l'intrusion d'un liquide basaltique plus chaud d'origine asthénosphérique, lié aux processus d'extension qui affectent la région depuis le début du Miocène. Ce mélange dacite-basalte aurait intercepté le réservoir rhyolitique superficiel. L'apport de chaleur a entraîné une augmentation de la pression des fluides au toit du réservoir et le déclenchement de l'éruption mais la différence de viscosité entre dacite et rhyolite n'aurait permis qu'un mélange partiel des deux liquides.

Les volumes impliqués dans ces processus sont relativement faibles si l'on considère l'extension géographique actuelle de ces laves sur le terrain, mais ils se sont produits plusieurs fois au cours du Miocène moyen, comme l'indiquent les signatures isotopiques légèrement différentes des rhyolites datées à 14 Ma et 12 Ma. Par ailleurs, les basaltes impliqués dans ces processus changent ; ils sont progressivement plus riches en Nd et tendent vers une signature asthénosphérique qui sera finalement la caractéristique du volcanisme quaternaire du *Pinacate*.

Indépendamment du mécanisme responsable de la modification de la source des magmas (*rifting* ou fenêtre asthénosphérique) la nature du volcanisme dans le secteur du *Pinacate* montre :

- ✓ un changement fondamental au cours du temps dans les volumes de magmas ; au Miocène les volumes produits sont faibles (même s'il ne faut pas sous estimer l'importance de l'érosion ultérieure) alors qu'au cours du quaternaire vont s'édifier un grand volcan bouclier (le volcan *Santa Clara*) et des centaines de cônes adventifs.
- ✓ la prédominance des termes basaltes - hawaïtes dans les laves quaternaires souligne des voies d'accès vers la surface plus faciles et un système magmatique ouvert et plus ou moins continuellement alimenté par des magmas venant du manteau.
- ✓ la perte progressive de toute signature lithosphérique, qui implique une érosion complète de la lithosphère sur cette bordure du craton nord-américain.

Le volcanisme Miocène du Sonora central

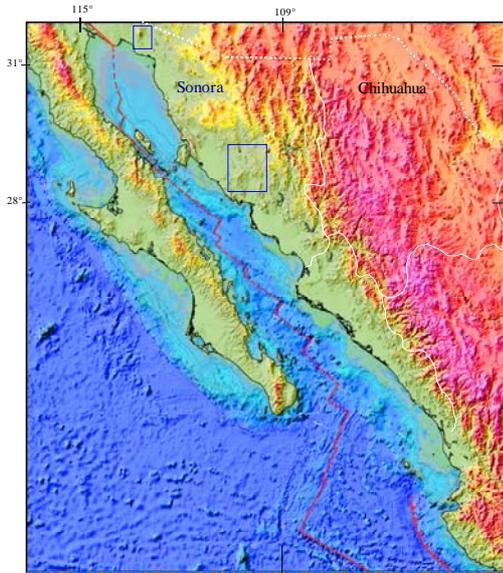


Figure III-1 : Localisation des secteurs étudiés sur l'image radar du nord-ouest du Mexique (<http://walrus.wr.usgs.gov/>).

La *Sierra Madre Occidental* correspond à un haut plateau marqué par les couleurs roses. Elle est affectée par la tectonique en extension de type *Basin and Range* aussi bien sur sa bordure orientale (Etat du Chihuahua) qu'occidentale, côté Sonora.

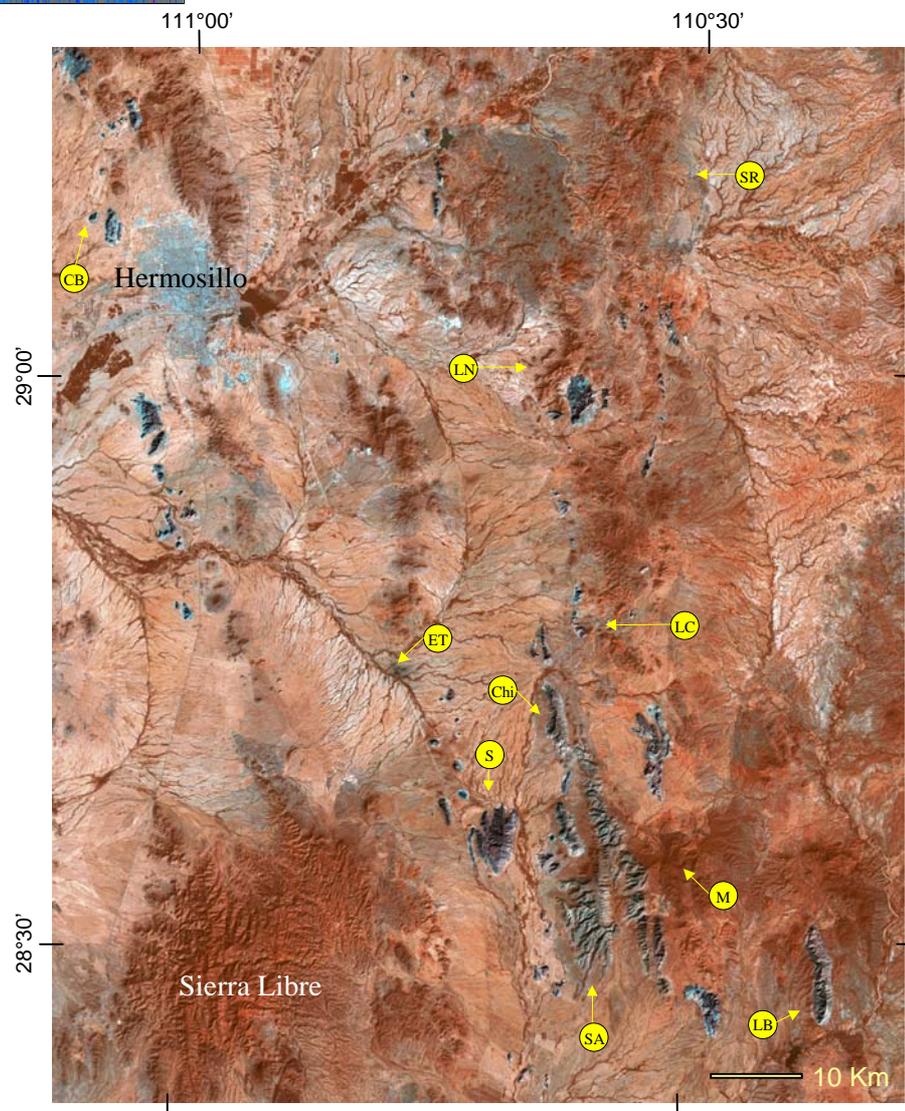


Figure III-2 : Image satellitaire Landsat du Sonora <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid> sur laquelle sont surlignés, en grisé, les principaux affleurements d'ignimbrites hypercalcalines. **SR** : Santa Rosalía ; **LN** : Rancho Las Norias ; **LC** : La Colorada ; **ET** : Estación Torres ; **Chi** : Cerro Chivato ; **CB** : Cerro Bola ; **S** : Cerro Sarpullido ; **SA** : Sierra San Antonio ; **M** : San José de Moradillas ; **LB** : Sierra Lista Blanca.

I. Présentation du volcanisme Miocène de la région du Sonora central

I.1. Introduction et localisation géographique

La partie de l'Etat du Sonora que nous avons étudiée se situe entre la *Sierra Madre Occidental* (SMO) et la côte du Golfe de Californie (Fig. III-1). La morphologie de la région, modelée par la tectonique en extension, est caractérisée par une succession de *sierras* étroites et de vastes dépressions allongées suivant des directions NNW-SSE à N-S. Elle fait partie de la province géomorphologique des "montagnes et vallées parallèles" (Raisz, 1964). Dans les zones basses, une végétation semi-désertique domine, tandis que les altitudes augmentent progressivement vers l'est, en direction de la SMO.

La présence d'un volcanisme ignimbritique d'âge Miocène moyen dans la partie centrale du Sonora est connue depuis longtemps (Morales-Montaña *et al.*, 1990 ; Bartolini *et al.*, 1992, 1994 ; McDowell *et al.*, 1997). Ces affleurements se répartissent sous forme de *sierras* étroites, d'orientation grossièrement N-S, qui se suivent parfois sur des dizaines de kilomètres à la limite entre les bassins et les reliefs (Fig. III-2). Les ignimbrites présentent sur le terrain des morphologies en *mesas*, qui correspondent à des buttes témoins résiduelles surmontant, le plus souvent, d'épaisses formations détritiques accumulées dans les vallées par suite de la tectonique en extension de type *Basin and Range*. Sur la base des âges obtenus sur les roches volcaniques, plusieurs phases d'extension ont été définies dans la région depuis l'Oligocène (McDowell et Roldán-Quintana, 1991 ; Gans, 1997 ; McDowell *et al.*, 1997 ; Mora-Álvarez et McDowell, 2000). Ce n'est cependant que très récemment que le caractère hyperalcalin d'une partie des ignimbrites présentes dans ce secteur a été mis en évidence, en particulier dans les environs de la capitale du Sonora, *Hermosillo* (Vidal-Solano *et al.*, 2005b).

L'objectif principal de notre travail dans ce secteur, a consisté à : [1] caractériser des points de vues dynamisme, minéralogie et chimie le volcanisme hyperalcalin, afin d'établir des éléments de reconnaissance fiables de ce type de volcanisme sur le terrain ; [2] définir également les formations détritiques qui lui sont associées ; [3] ceci, afin de préciser la position des ignimbrites hyperalcalines dans la succession des évènements magmatiques et tectoniques qui ont affecté la région depuis le début du Miocène.

Le secteur étudié, délimité sur la carte INEGI par les coordonnées UTM $3150^{000} - 3260^{000}$ Nord et $490^{000} - 550^{000}$ Est, couvre une superficie d'environ 10.000 km². Identifiées tout d'abord dans les régions d'*El Gavilán* (Paz-Moreno, 1992) et d'*Hermosillo* (Vidal-Solano *et al.*, 2005b), les ignimbrites hyperalcalines ont été reconnues dans plusieurs autres secteurs de la partie centrale du Sonora, jusqu'au pied de la *Sierra Madre Occidental*. Parmi ceux que nous avons plus particulièrement étudiés citons, du nord vers le sud, le secteur de *San Miguel de Horcasitas*, *Santa Rosalía*, *La Colorada*, celui du *Cerro Sarpullido - Sierra San Antonio* et la *Sierra Lista Blanca* (Fig. III-3A et Fig. III-3B).

I.2. Cadre géologique

Les premières reconnaissances sur la géologie de l'Etat du Sonora, datent du début du siècle dernier (Aguilera, 1896 ; Dumble, 1900), mais c'est dans le travail de Flores (1929), réalisé en vue de la construction de la voie ferrée *Nogales-Guaymas*, que l'on trouve la première description de roches volcaniques tertiaires du Sonora. Un peu plus tard, King (1934, 1939) publie la première carte géologique de la partie centrale de l'Etat au 1/1.000.000.

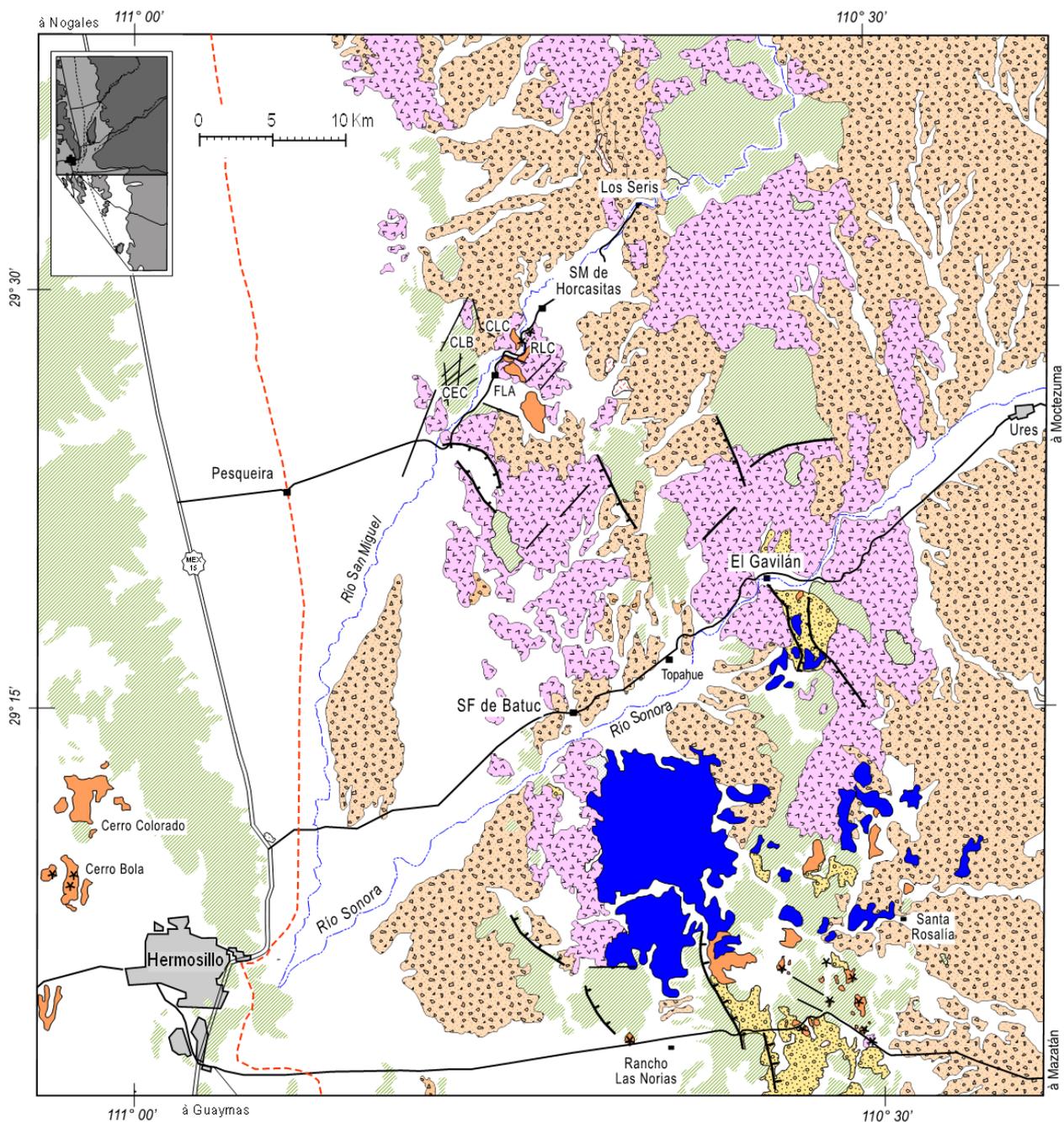


Figure III-3A : Carte géologique schématique du secteur *Sta Rosalia – San Miguel de Horcasitas*. D'après carte INEGI (1982) et données de Radelli *et al.* (1987) et Paz-Moreno (1992). Même légende que Fig. III-3B. **CLC** : Cerro Los Cuates ; **CLB** : Cerro La Bandera ; **CEC** : Cerro El Corvajón ; **FLA** : Fábrica Los Angeles ; **RLC** : Rancho La Cañada ; **REA** : Rancho El Aguajito.

Mesnier (1974) et Menicucci (1975) réalisent les premières cartes détaillées (au 1/75.000) des secteurs situés entre *Hermosillo* et la côte pour le premier, entre *Hermosillo* et *Sahuaripa* pour le second. Ces données ont servi de base aux travaux géologiques publiés depuis. Si la plupart de ceux-ci, reconnaissent l'importance des manifestations ignimbritiques (Mora-Álvarez, 1992 ; McDowell *et al.*, 1997 ; Mora-Álvarez et McDowell, 2000) et la présence de grands volumes de rhyolite parmi le volcanisme tertiaire (Macmillan *et al.*, 2003), aucun ne signale l'existence de laves à caractère hyperalcalin parmi ces affleurements.

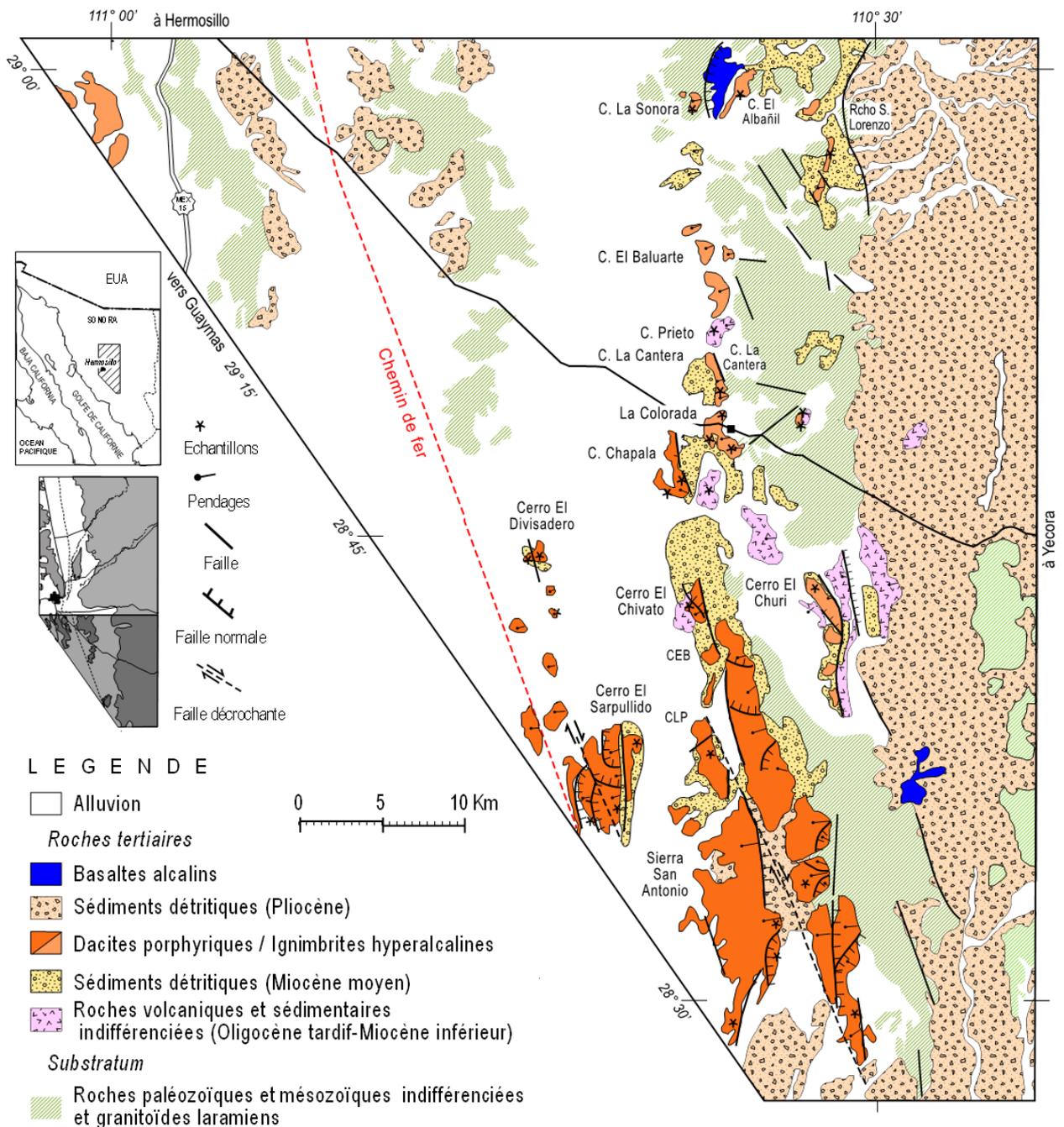


Figure III-3B : Carte géologique schématique du secteur de *La Colorada – Sierra San Antonio*. D'après carte INEGI (1982) et données de Radelli *et al.* (1987) et Paz-Moreno (1992). **CEB** = Cerro El Burro ; **CLP** = Cerro La Paloma.

1.2.a. Le substratum anté-tertiaire

Sur les cartes géologiques schématiques de la partie centrale du Sonora que nous présentons (Fig. III-3A et Fig. III-3B) - qui servent avant tout à préciser la localisation du volcanisme néogène et ses relations avec les remplissages molassiques des bassins - nous avons regroupé sous le terme de substratum toutes les formations anté-tertiaires. A la différence du secteur du *Pinacate*, des roches sédimentaires paléozoïques sont en effet présentes dans cette partie du Sonora (Radelli *et al.*, 1987). Il s'agit principalement de formations calcaires, d'âge Cambrien moyen à Permien (Vega-Granillo, 1996a et 1996b ; Page *et al.*, 2003), exploitées localement par les cimenteries. Les roches paléozoïques ont été interprétées comme des nappes venues chevaucher un socle protérozoïque (Radelli, 1990 ; Stewart *et al.*, 1990 ; Richard, 1991). Nous n'avons cependant pas trouvé trace de roches cristallines anciennes qui pourraient constituer la limite sud du craton précambrien nord-américain localisé par les auteurs soit à l'ouest, entre *Hermosillo* et *Caborca* (Valencia-Moreno *et al.*, 2001, 2003 ; Iriondo *et al.*, 2004), soit à l'est dans le secteur de *Mazatán* (Farmer *et al.*, 2001 ; Vega-Granillo, 1996a).

Dans la partie sud du secteur étudié, affleurent des grès et lutites du Trias. Ces roches, tout comme celles du Paléozoïque, ont été intrudées par des plutons qui ont induit un métamorphisme thermique important. Ces plutons sont ainsi à l'origine de nombreux gisements métalliques (Vega-Granillo et Araux, 1987 ; Mead *et al.*, 1988 ; Lavariega-Trujillo, 2004). Ce même métamorphisme est responsable de la transformation en graphite des niveaux riches en matière organique du Trias, graphite qui a été longtemps exploité dans les régions de *San Marcial* et *San José Moradillas* (Fig. III-2).

Les roches intrusives appartiennent à l'épisode laramien. Elles sont datées dans la région entre 90 et 40 Ma (Damon *et al.*, 1983 ; Mead *et al.*, 1988 ; Richard *et al.*, 1989 ; Gans 1997). Ce magmatisme orogénique est interprété comme résultant d'une convergence rapide entre la plaque de Farallon et la plaque Amérique du Nord (Coney et Harms, 1984 ; Engebretson *et al.*, 1985 ; Dickinson, 1989). Les granites laramiens forment en particulier les *Cerros La Bandera* et *El Corvajón* dans la partie nord de la zone d'étude (Fig. III-3A), les collines situées à l'est de la *Sierra San Antonio*, dans la partie sud (Fig. III-3B) et la *Sierra Bachoco* dans la région d'Hermosillo. Les roches de l'arc volcanique laramien fini-Crétacé-début Tertiaire, définies localement comme *Formation Tarahumara* (McDowell *et al.*, 2001), sont peu représentées dans la région étudiée. Elles constituent des pointements isolés de roches siliceuses ou andésitiques le plus souvent très altérées, comme par exemple près de *Santa Rosalía* (Fig. III-3A).

1.2.b. Les formations sédimentaires tertiaires

L'exhumation du batholite laramien a nourri, depuis le milieu du tertiaire, une sédimentation détritique importante qui colmatte des bassins endoréiques, limités le plus souvent d'un côté par des failles listriques (hémi-grabens de Leeder et Gawthorpe, 1987) responsables du basculement des blocs (Gans, 1997). Le comblement progressif des bassins par les dépôts conglomératiques se traduit par une disposition en "éventail" des strates sédimentaires (Chaulot-Talmon, 1984 ; Cochemé, 1985 ; Pigué, 1987).

Les dépôts détritiques tertiaires ont été définis, en Sonora, sous le nom de *Formation Báucarit* (King, 1939). L'importance de cette sédimentation continentale et des âges variables d'un secteur géographique à un autre, expliquent la prolifération de termes utilisés dans la nomenclature stratigraphique régionale pour désigner ces roches détritiques et les débats autour de la définition même de *Formation Báucarit* (Rodríguez-Castañeda, 1984 ; Radelli, 1989 ; Roldán-Quintana, 1989 ; Cirett-Galán et Aguilar-Ramos, 1989 ; Morales-Montaño *et al.*, 1990 ; Bartolini *et al.*, 1994 ; Gans, 1997 ; McDowell *et al.*, 1997 ; Miranda-Gasca *et al.*, 1998).

Sur la bordure ouest de la SMO, les grès et conglomérats de la Formation *Báucarit* - et les intercalations de coulées basaltiques et/ou de cendres volcaniques acides qu'ils renferment - sont préservés dans des bassins fossiles (Cochemé, 1985 ; Münch, 1993). La cristallisation de zéolites dans la matrice de ces sédiments est responsable de leur induration (Cochemé *et al.*, 1988 ; Cochemé *et al.*, 1994 ; Münch *et al.*, 1996 ; Lassauvagerie, 1999), qui explique leur morphologie "ruiniforme" caractéristique (Fig. III-4). Les données chronologiques obtenues sur les roches volcaniques intercalées ont permis de dater, dans ce secteur, la *Báucarit* entre 23 et 17 Ma (Montigny *et al.*, 1987 ; Paz-Moreno, 1992 ; Gans, 1997 ; McDowell *et al.*, 1997).

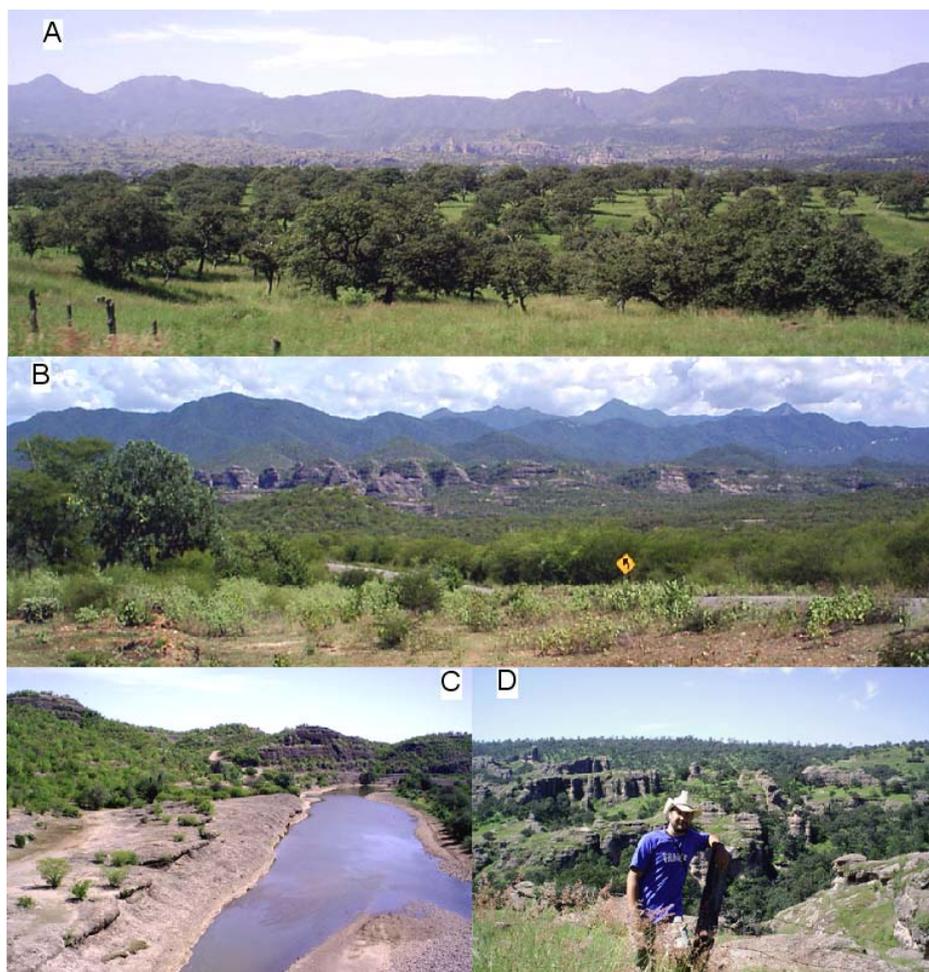


Figure III-4 : Aspect morphologique des dépôts molassiques miocènes de la Formation *Báucarit*. A – Graben du *Río Maicoba* sur le plateau de la SMO (vue vers l'est) ; B – Région de *Tecoripa*, au pied de la SMO (vue vers l'est) ; C – *Río Yaqui* au niveau du pont de *Tónichi* ; D – *Río Los Pilares*, entre *Yécora* et *Maicoba*, sur le plateau de la SMO (vue vers le sud).

Dans le bassin d'*Ures* (Fig. III-3A), une séquence détritico continentale s'observe en discordance sous la *Formation Báucarit*. Elle a été définie comme *Formation Tubutama* par Calles-Montijo (1999) et datée de 28 à 19 Ma. Cette séquence, reconnue initialement par Gómez-Caballero *et al.* (1989) et désignée sous le nom de *Formation Belleza* dans la région de *Mazatán* (Vega-Granillo, 1996a), est constituée d'un conglomérat basal surmonté de grès et lutites bien stratifiés, avec de rares intercalations d'évaporites. Des coulées de lave ou des produits pyroclastiques sont interstratifiés dans ces sédiments. Les dépôts du bassin d'*Ures* sont syntectoniques et liés au développement du *Metamorphic Core Complex* de *Mazatán* (Grijalva-Noriega et Roldán-Quintana, 1999 ; Vega-Granillo et Calmus, 2003 ; Wong *et al.*, 2003). Ils ont donc une valeur stratigraphique locale. Les *Metamorphic Core Complex* délimitent un secteur à fort taux d'extension, qui se suit de *Mazatán* jusqu'à *Magdalena* (Nourse *et al.*, 1994) et qui est localisé entre le haut plateau de la *SMO* et la zone de "Montagnes et vallées parallèles" du Sonora centro-occidental.

Dans le même bassin d'*Ures*, un conglomérat assez induré, de 1 à 50 m d'épaisseur, couvre de manière discordante, aussi bien la *Formation Báucarit* que la *Formation Tubutama*. Cette unité, chapeauté par des buttes témoins de basalte ou d'ignimbrite, a été attribuée à la *Formation Báucarit* par Bartolini *et al.* (1992), mais définie comme *Formation El Parián* dans le secteur de *Mazatán* (Vega-Granillo, 1996a). Calles-Montijo (1999) rattache ces sédiments à une *Formation Báucarit* supérieure qui marquerait une diminution des processus d'érosion-sédimentation durant le Miocène Moyen. Ces grès et conglomérats sont équivalents stratigraphiquement à ceux observés sous les ignimbrites d'*El Gavilán* (datées à $11,87 \pm 0,35$ Ma, Paz-Moreno, 1992) ou dans la *Sierra Lista Blanca* (Morales-Montaña *et al.*, 1990).

Il ressort de cette description rapide des dépôts molassiques tertiaires que :

- ✓ Les formations détritico continentales sont particulièrement abondantes dans l'Etat du Sonora. Ce type de sédimentation débute à la fin de l'Oligocène et couvre une période d'environ 30 Ma. Des données chronologiques récentes montrent que l'âge du remplissage des bassins diminue depuis le rebord occidental de la *SMO* jusqu'aux zones côtières du Golfe de Californie (Blair et Gans, 2003 ; Gans *et al.*, 2003 ; Macmillan *et al.*, 2003 ; Wong *et al.*, 2003). Ces dépôts conglomératiques n'ont donc pas une valeur stratigraphique régionale, mais résultent d'une succession de phases tectoniques ayant affecté des zones situées progressivement de plus en plus à l'ouest. Les sédiments s'accumulant dans ces bassins fermés reflètent la nature des reliefs qui les bordent.
- ✓ Le caractère induré des sédiments de la *Formation Báucarit* s.s. souligne l'existence d'un flux thermique important à la limite Oligocène-Miocène, c'est-à-dire au début des processus d'extension ayant engendré, sur la bordure occidentale de la *SMO*, les *Metamorphic Core Complex*. Ces conglomérats ont rarement une épaisseur très importante (quelques centaines de mètres) et sont préservés dans des bassins fossiles.
- ✓ Les sédiments plus récents sont au contraire peu indurés et c'est là un signe distinctif important sur le terrain. Dans le secteur occidental du Sonora, depuis *Hermosillo* jusqu'aux zones côtières du Golfe de Californie, des accumulations considérables de

sédiments d'âge Miocène terminal - Pliocène, ont été traversées par les forages pétroliers ou hydrogéologiques.

- ✓ Une activité volcanique importante est étroitement associée à ces différentes phases d'extension comme le montre l'intercalation fréquente de laves dans les niveaux sédimentaires. La présence de palagonites ou de niveaux de ponces flottées soulignent en outre la présence, à cette époque, de lacs dans ces grandes dépressions fermées.

1.2.c. Le volcanisme tertiaire et quaternaire

En dehors des imposants volumes d'ignimbrites oligocènes à miocènes qui forment la SMO (McDowell et Clabaugh, 1979), des manifestations volcaniques tertiaires de nature variée affleurent largement dans la partie centre-ouest du Sonora. La tectonique en extension qui affecte le secteur depuis la fin de l'Oligocène a morcelé les affleurements mais, contrairement au secteur du *Pinacate*, les reliefs sont plus importants et permettent l'établissement d'une stratigraphie d'ensemble. Le Miocène est une période de transition entre un magmatisme de subduction, qui prévaut depuis la fin du Mésozoïque, et des laves plio-quaternaires plus caractéristiques d'un volcanisme intra-plaque (Cochemé, 1985 ; Paz-Moreno, 1992 ; Paz-Moreno *et al.*, 2003). Le grand nombre de datations géochronologiques réalisées dans ce secteur (Morales-Montaña *et al.*, 1990 ; Bartolini *et al.*, 1994 ; Gans, 1997 ; McDowell *et al.*, 1997 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2000) a permis de caractériser les principales phases tectoniques soulignées par les accumulations détritiques, mais aussi l'âge du volcanisme.

Les travaux de cartographie effectués depuis la fin des années 70 permettent de disposer d'une ébauche de stratigraphie du volcanisme tertiaire dans la partie centro-occidentale du Sonora. Les premières reconnaissances d'ordre volcanologique ont plus particulièrement concerné les grands volumes de laves acides qui affleurent dans le sud du Sonora, dans les secteurs de *Guaymas - San Carlos* (Johnpeer, 1977 ; Wilson, 1978) et de la *Sierra Santa Ursula* (Cochemé, 1981 ; Mora-Alvarez, 1992 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2000) au sud de la *Sierra Libre* (Fig. III-2). Par ailleurs, Paz-Moreno (1992) a montré que les laves basiques mio-plio-quaternaires du Sonora avaient des caractéristiques chimiques qui évoluaient, dans le temps et dans l'espace. Dans son travail de thèse il distingue ainsi : [1] des basaltes oligo-miocènes à source essentiellement lithosphérique, similaires aux *Southern Cordilleran basalts* (SCORBA) de Cameron *et al.* (1989), sur le rebord occidental de la SMO ; [2] des laves plio-quaternaires alcalines, dans un secteur correspondant aux zones de décollement des *Metamorphic Core complexes* (alignement *Papago-Yaqui*) ; enfin, [3] des laves mio-pliocènes à tendance tholéitique dans le secteur côtier.

La succession volcanique la plus continue affleure dans la région de *Guaymas* et de la *Sierra Santa Ursula*. A partir des données géochronologiques obtenues dans ce secteur (McDowell *et al.*, 1997 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2000 ; Mora-Klepeis et McDowell, 2004) et du travail de Paz-Moreno (1992), nous avons établi une colonne stratigraphique synthétique qui résume la chronologie des manifestations volcaniques tertiaires de cette région (Fig. III-5).

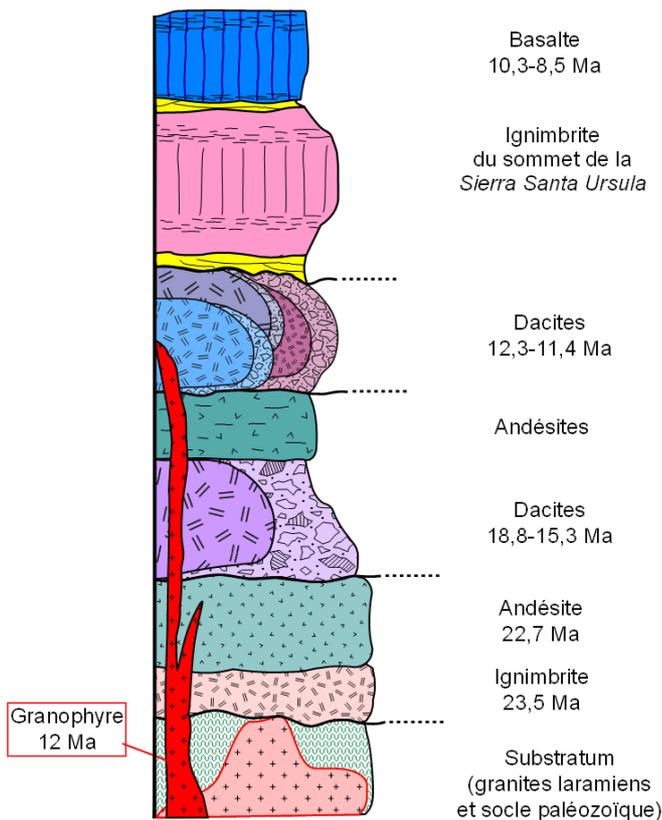


Figure III-5 : Succession stratigraphique des formations volcaniques tertiaires de la région Guaymas – Sierra Santa Ursula, d'après Cochemé (1981), Mora-Alvarez et McDowell (2000).

dômes de dacite à amphiboles et de coulées d'andésites, qui a été daté du Miocène (19-15 Ma). Ces laves sont étroitement associées, dans la vallée du *Río Yaqui*, aux formations conglomératiques qui remplissent les bassins (McDowell *et al.*, 1997).

Les plus grands volumes de lave sont représentés, dans la *Sierra Santa Ursula*, par des dômes de dacite et de rhyolite, des coulées pyroclastiques et des lahars qui ont accompagné la mise en place de ces laves visqueuses. Des obsidiennes et des rhyolites perlitiques (phénomène de trempe) sont en outre fréquemment observées dans ce secteur (Cochemé, 1981 ; Lagarda, 1983 ; Paz-Moreno, 1992). Cette séquence, définie sous le nom de *Ventana felsic unit*, a été datée par la méthode K/Ar entre 12,3 et 11,4 Ma (Mora-Alvarez et McDowell, 2000).

Un granite sub-volcanique à texture granophyrique, reconnu comme faisant partie de la séquence tertiaire (Cochemé, 1981 et 1985), affleure d'une manière continue sur plus de 60 km dans le secteur sud-est et est de la *Sierra Santa Ursula*. Son orientation nord-sud montre que sa mise en place a été guidée par des failles en extension liées au Golfe de Californie (Angelier *et al.*, 1981). Le granophyre a été daté à $12,08 \pm 0,36$ Ma par la méthode K/Ar sur plagioclase (Paz-Moreno, 1992), âge confirmé par un résultat tout à fait similaire obtenu sur roche totale ($11,74 \pm 0,35$ Ma). Ces deux âges indiquent clairement que le **granophyre fait partie de la séquence effusive dacitique à rhyolitique du miocène moyen** (*Ventana felsic unit*).

Nous essayerons dans ce qui suit de corréler les observations effectuées dans les différentes *sierras* que nous avons étudiées avec les grands cycles volcaniques définis dans ce secteur.

Les roches volcaniques tertiaires les plus anciennes qui affleurent dans la région de *Guaymas* (McDowell *et al.*, 1997 ; Ganz, 1997 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2000) sont des basaltes, des andésites et des ignimbrites porphyriques d'âge Oligo-Miocène. Ces roches sont les équivalents, aux points de vue âge et pétrographie, des formations volcaniques qui affleurent sur le rebord occidental de la *SMO* (Bockoven, 1980; Cochemé, 1985 ; Delpretti, 1987). En discordance au-dessus de cette séquence s'observe, dans la région de la *Sierra Santa Ursula* (Mora-Alvarez et McDowell, 2000 ; Mora-Klepeis et McDowell, 2004), un ensemble, constitué de

Le dernier ensemble volcanique reconnu dans ce secteur, repose en discordance angulaire sur la séquence précédente (Macmillan *et al.*, 2003). Il correspond à un volcanisme bimodal constitué par :

[1] une épaisse barre d'ignimbrite (> 100 m d'épaisseur) formant la partie sommitale de la *Sierra Santa Ursula* (Cochemé, 1981 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2000). Des ignimbrites semblables ont été datées à 10,7 - 10,3 Ma (âges cités par Mora-Klepeis et McDowell, 2004) dans la région de *Guaymas - San Carlos*. Un âge K/Ar sur plagioclase de $7,70 \pm 0,25$ Ma a été obtenu par Paz-Moreno (1992) sur l'épaisse unité ignimbritique qui forme le sommet du *Cerro El Vigia* qui domine *Guaymas*.

[2] Des *mesas* de basalte, légèrement basculées, affleurent sur les bordures orientale et méridionale de la *Sierra Santa Ursula*. Ces basaltes, aux caractéristiques tholéitiques (Paz-Moreno, 1992), ont fourni des âges compris entre 10,3 et 8,5 Ma (Mora-Alvarez et McDowell, 2000). Ces âges montrent que l'activité basique s'est poursuivie sur une période de temps non négligeable. La coupe établie par Paz-Moreno (1992) au *Cerro Loma la Cruz*, au nord d'*Empalme*, le confirme. En cet endroit en effet, deux épisodes basaltiques sont séparés par des intercalations de tufs ponceux, de lahars à fragments de rhyolite perlitique et de conglomérats provenant de l'érosion de la *Ventana felsic unit*. Cette érosion est liée à d'importants mouvements verticaux qui se mesurent aux dénivelées entre l'ignimbrite du sommet de la *Sierra Santa Ursula* (mise en place à l'origine dans une vallée) et les basaltes (> 400 m).

Trois séquences volcaniques, séparées par des discordances angulaires marquées, peuvent donc être identifiées dans la *Sierra Santa Ursula* et les environs de *Guaymas* :

- ✓ [1] une séquence miocène inférieur, principalement andésitique et dacitique ;
- ✓ [2] une séquence représentée par de grands volumes de roches acides (dacites à rhyolites) d'âge miocène moyen (12-11 Ma) incluant le granophyre d'*Empalme* ;
- ✓ [3] une séquence miocène terminal (11-8 Ma), de type bimodal, avec basaltes à tendance tholéitique, d'un côté, et ignimbrites de l'autre. On peut noter que dans le secteur de la *Sierra Libre*, aucun épisode volcanique hyperalcalin n'a été décrit.

I-3. Les ignimbrites hyperalcalines du Miocène moyen en Sonora

A la suite du travail réalisé dans la région du *Pinacate* (Vidal-Solano, 1998), une séquence acide hyperalcaline a été identifiée dans le Sonora central, en premier lieu dans les environs même d'*Hermosillo* (Paz-Moreno *et al.*, 2000). Ces ignimbrites ont été datées à 12,5 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2005b). De tels âges miocènes moyen avaient été obtenus sur des ignimbrites en divers secteurs du Sonora central (Morales-Montaña *et al.*, 1990 ; McDowell *et al.*, 1997 ; Gans, 1997 ; Blair et Gans, 2003 ; Macmillan *et al.*, 2003) sans que leur nature pétrographique soit précisée. Nous avons donc revisité ces affleurements, afin de vérifier leur position stratigraphique et préciser leurs caractéristiques minéralogiques. Ces données s'appuient sur un travail de reconnaissance géologique effectué dans le secteur compris entre *San Miguel de Horcasitas*, au nord, et la *Sierra San Antonio*, au sud (Fig. III-3A et Fig. III-3B).

Les données obtenues sur les ignimbrites d'*Hermosillo*, vont nous permettre, dans un premier temps, de caractériser le mode de gisement du volcanisme hyperalcalin miocène moyen du Sonora central, de définir sa dynamique de mise en place puis, finalement, de préciser la position stratigraphique de ces ignimbrites au sein du volcanisme tertiaire et par rapport aux évènements tectoniques qui ont affecté la région.

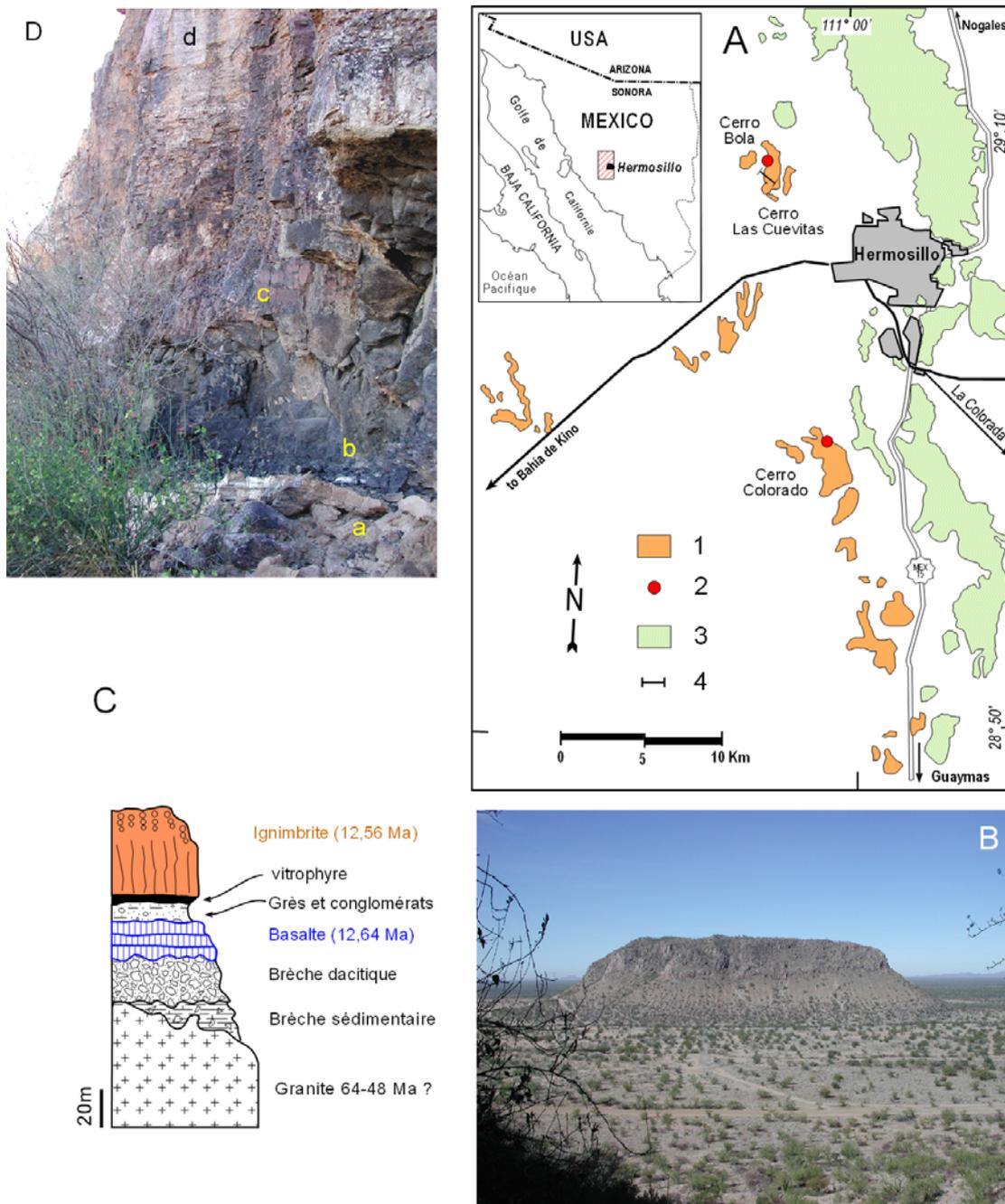


Figure III-6 : Ignimbrite hyperalcaline du Miocène moyen de la région d'*Hermosillo*. **A.-** Carte simplifiée montrant les principaux affleurements d'ignimbrite miocène moyen ; 1.- Ignimbrite ; 2.- Localisation des échantillons datés ; 3.- Batholite granitique laramien de la *Sierra Bachoco* ; 4.- Localisation de la coupe synthétique présentée en (C) ; **B.-** Vue du *Cerro Bola* depuis le flanc est du *Cerro Las Cuevitas* ; **C.-** Colonne stratigraphique levée au pied sud-est du *Cerro Las Cuevitas* ; **D.-** Différents lithofaciès (a, b, c, d) constituant l'unité ignimbritique située au nord du *Cerro Las Cuevitas*. (voir explications détaillées dans le texte).

I-3.a. L'ignimbrite hyperalcaline de la région d'Hermosillo

L'ignimbrite de la région d'Hermosillo (Fig. III-6) présente des caractéristiques morphologiques, minéralogiques et chimiques qui la différencient des vastes empilements de roches acides calco-alcalines qui forment la SMO (McDowell et Keizer, 1977 ; McDowell, et Clabaugh, 1979). Elle correspond le plus généralement à une seule unité de refroidissement, d'environ 50 m d'épaisseur (Fig. III-6B et Fig. III-6D). Un niveau vitrophyrique noir (de 50 cm à 1 m) est souvent observé à la base (b, Fig. III-6D). Il recouvre des grès et conglomérats (a) qui correspondent aux sédiments qui occupaient le fond des paléo-vallées empruntées par les écoulements pyroclastiques. Des blocs de granite (batholite de la Sierra Bachoco) constituent la majorité des éléments du conglomérat. Le vitrophyre, passe vers le haut à un niveau riche en lithophyses (c), puis à une ignimbrite violacée (d) très soudée, à bandes parallèles blanches, correspondant à des discontinuités riches en gaz au sein de l'écoulement laminaire (Pioli et Rosi, 2005). Ce niveau est exploité dans le secteur comme pierre de construction.

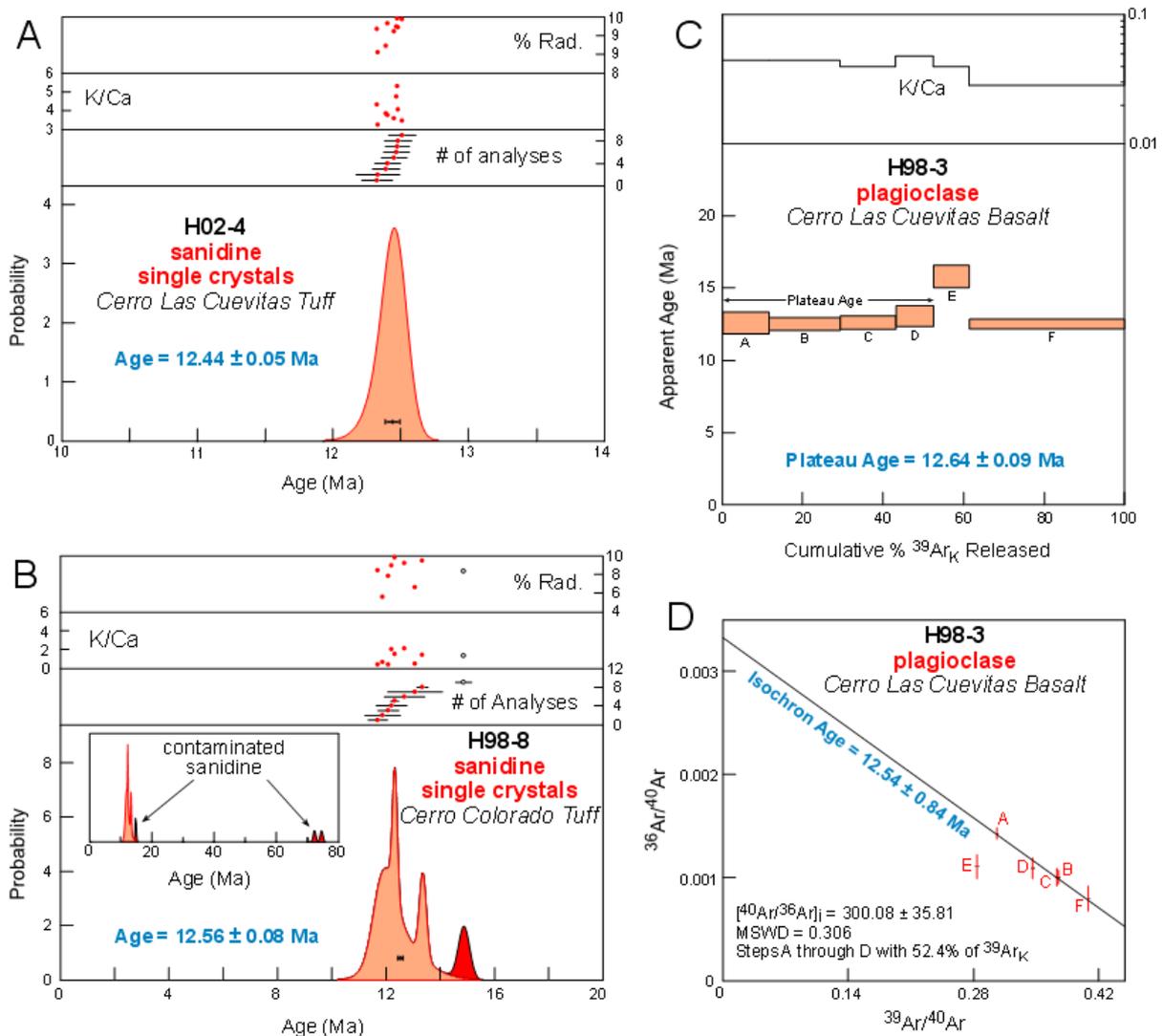


Figure III-7 : Données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour deux échantillons d'ignimbrite et un basalte de la région d'Hermosillo, Sonora.

La partie supérieure de la nappe ignimbrétique est silicifiée et dévitrifiée par suite de la circulation des fluides qui ont accompagné le dégazage de cette partie poreuse de la coulée. Des basaltes affleurent localement sous l'ignimbrite, sans discordance majeure (Fig. III-6C). Ils recouvrent une brèche de dacite à amphiboles. Cette dacite peut être rattachée à la séquence miocène inférieur (voir Fig. III-5) définie dans la *Sierra Santa Ursula*, 100 km au sud d'*Hermosillo* (Mora-Alvarez et McDowell, 2000). Le substratum de la séquence volcanique est représenté par des granites à grain fin correspondant au toit du batholite d'*Hermosillo*, qui forme, à quelques kilomètres à l'est, la *Sierra Bachoco* (Fig. III-6A).

Step or laser hole	Temp. °C	% ³⁹ Ar of total	Radiogenic Yield (%)	³⁹ Ar _k (Moles x 10 ⁻¹²)	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _k	Apparent K/Ca	Apparent K/Cl	Apparent Age (Ma)	Error (Ma)
H02-4 ignimbrite		<i>single-crystal sanidine total fusion</i>			<i>J = 0.003891 ± 0.35%</i>	<i>#139KD25</i>			
3	t.f.	n.a.	96.7	0.085015	1.762	4.3	132	12.33 ± 0.09	
1	t.f.	n.a.	90.4	0.046605	1.763	3.2	110	12.33 ± 0.15	
8	t.f.	n.a.	92.2	0.208911	1.772	3.8	113	12.39 ± 0.08	
10	t.f.	n.a.	98.1	0.274483	1.773	3.8	136	12.41 ± 0.07	
2	t.f.	n.a.	95.9	0.227212	1.780	3.6	105	12.45 ± 0.08	
6	t.f.	n.a.	97.3	0.182446	1.783	4.7	134	12.47 ± 0.08	
9	t.f.	n.a.	99.6	0.308271	1.784	5.3	98	12.48 ± 0.07	
7	t.f.	n.a.	97.2	0.135114	1.784	4.1	104	12.48 ± 0.08	
4	t.f.	n.a.	99.2	0.150355	1.789	3.4	128	12.51 ± 0.08	
Weighted Mean Age =								12.44 ± 0.05	
H98-8 ignimbrite		<i>single-crystal sanidine total fusion</i>			<i>J = 0.003895 ± 0.35%</i>	<i>#138KD25</i>			
5	t.f.	n.a.	84.1	0.021463	1.673	4.1	79	11.72 ± 0.28	
6	t.f.	n.a.	55.6	0.011008	1.698	6.1	92	11.89 ± 0.58	
8	t.f.	n.a.	78.3	0.020943	1.728	4.0	88	12.10 ± 0.30	
10	t.f.	n.a.	89.5	0.012320	1.747	20.1	129	12.23 ± 0.46	
9	t.f.	n.a.	97.8	0.097989	1.761	14.8	130	12.33 ± 0.09	
11	t.f.	n.a.	91.7	0.008146	1.813	21.0	118	12.69 ± 0.66	
7	t.f.	n.a.	66.2	0.006114	1.870	4.7	64	13.09 ± 0.91	
1	t.f.	n.a.	94.7	0.057248	1.909	14.6	134	13.36 ± 0.13	
2	<i>t.f.</i>	<i>n.a.</i>	<i>83.1</i>	<i>0.034265</i>	<i>2.126</i>	<i>13.6</i>	<i>118</i>	<i>14.88 ± 0.21</i>	
3	<i>t.f.</i>	<i>n.a.</i>	<i>98.4</i>	<i>0.044185</i>	<i>10.486</i>	<i>55.6</i>	<i>109</i>	<i>72.21 ± 0.43</i>	
4	<i>t.f.</i>	<i>n.a.</i>	<i>99.6</i>	<i>0.053654</i>	<i>10.821</i>	<i>31.9</i>	<i>134</i>	<i>74.47 ± 0.44</i>	
Weighted Mean Age =								12.56 ± 0.08	
H98-3 Basalt		<i>plagioclase</i>	<i>J = 0.004751 ± 0.25%</i>		<i>wt = 239.3 mg</i>	<i>#63KD28</i>			
A	900	11.5	57.8	0.038908	1.885	0.04	529	12.62 ± 0.37	
B	1000	17.8	70.2	0.060341	1.870	0.04	872	12.52 ± 0.20	
C	1100	13.9	70.3	0.047269	1.884	0.04	504	12.61 ± 0.25	
D	1200	9.2	67.6	0.031313	1.952	0.05	34	13.06 ± 0.35	
E	1300	9.0	67.2	0.030364	2.368	0.04	204	15.84 ± 0.40	
F	1450	38.6	76.5	0.131028	1.872	0.03	915	12.53 ± 0.16	
Total Gas		100.0	70.7	0.339223	1.927	0.04	661	12.90	
52.42% of gas on plateau in 900 through 1200 steps						Plateau Age =		12.64 ± 0.09	

Ages calculated assuming an initial ⁴⁰Ar/³⁶Ar = 295.5 ± 0.

All precision estimates are at the one sigma level of precision.

Ages of individual steps do not include error in the irradiation parameter J.

No error is calculated for the total gas age in basalt sample.

Analyses in italics are not used to calculate the weighted mean age for the sanidine samples

t.f. (total fusion with laser)

n.a. (non applicable)

Tableau III-1 : Ages ⁴⁰Ar/³⁹Ar de l'ignimbrite et d'un basalte de la région d'*Hermosillo*, Sonora.

Deux échantillons d'ignimbrite et un basalte ont été datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Fig. III-7 et Tableau III-1). Ces échantillons ont été irradiés sur le réacteur TRIGA de l'U.S. Geological Survey selon la méthode appliquée dans ce laboratoire (Snee *et al.*, 1988), en utilisant comme minéraux de référence la sanidine FCT-3 (Kunk *et al.*, 1985 ; Cebula *et al.*, 1986) et l'amphibole MMhb-1 (Alexander *et al.*, 1978 ; Dalrymple *et al.*, 1981). La fusion laser a été utilisée pour les sanidines, le chauffage par paliers pour le plagioclase (Kunk *et al.*, 2001). Les données ont été traitées avec les programmes de calcul standards (Haugerud et Kunk, 1988 ; Deino, 2001) en utilisant les constantes de désintégration préconisées par Steiger et Jäger (1977). Les âges obtenus sur les sanidines des vitrophyres des *Cerro Bola* et *Colorado* sont strictement identiques ($12,56 \pm 0,08$ Ma et $12,44 \pm 0,05$ Ma, Tableau III-1). Dans l'échantillon H98-8 (*Cerro Bola*) deux feldspaths ont donné des âges de 72-74 Ma (Fig. III-7B). Il s'agit de toute évidence de xénocristaux provenant des roches plutoniques laramiennes du substratum. Le basalte a fourni pour sa part un âge plateau de $12,64 \pm 0,09$ Ma, identique à celui des ignimbrites. Ces données chronologiques d'une très grande précision, mettent en évidence l'existence d'un **épisode volcanique bimodal d'âge miocène moyen** dans la région d'*Hermosillo*. La minéralogie et la chimie des ignimbrites (Vidal-Solano *et al.*, 2005b) sont typiques de rhyolites hyperalcalines (voir également le paragraphe II.2).

Les ignimbrites hyperalcalines du Sonora central présentent un certain nombre de caractéristiques qui permettent de les différencier, sur le terrain, des ignimbrites calco-alcalines. C'est ce que nous allons voir, avant de considérer plus en détail certains affleurements types qui permettront d'affiner la succession stratigraphique de ce secteur, que nous comparerons ensuite à celle établie dans la région de la *Sierra Santa Ursula* et de *Guaymas*.

I-3.b. Caractéristiques morphologiques et physiques des ignimbrites hyperalcalines

L'observation détaillée des unités ignimbritiques apporte des informations précieuses sur la température de mise en place et la viscosité de ces magmas (McPhie *et al.*, 1993). Les coulées pyroclastiques hyperalcalines ont des températures plus élevées et une viscosité plus faible, que les écoulements de même nature de composition calco-alcaline. Ceci se manifeste par une soudure des ponces et des échardes de verre et la fréquence des textures eutaxitiques (Kobberger et Schmincke, 1999 ; Sumner et Branney, 2002 ; Sumner et Wolff, 2003). La compaction des échardes diminuant la porosité, ces ignimbrites apparaissent le plus souvent massives et denses. Elles présentent une structure en lames parallèles délimitées par des bandes de couleur claire soulignant un écoulement laminaire dans la partie basale de l'unité (Pioli et Rosi, 2005). L'épaisseur est un paramètre qui joue également un rôle prépondérant dans la compaction (Ragan et Sheridan, 1972 ; Riehle, 1973). Or, les ignimbrites hyperalcalines du Sonora Central ont des épaisseurs relativement faibles (le plus souvent < 50 m ; Fig. III-8D). La soudure des échardes dépend moins dans ce cas de la charge lithostatique que d'une température élevée et d'une viscosité faible (Wright *et al.*, 1980 ; Walker, 1983). Dans des ignimbrites à faible viscosité, la soudure intervient au moment où les échardes entrent en contact lors de l'écoulement (**agglutination**) ; elle est donc relativement indépendante du poids du matériel susjacent (Mahood, 1984 ; Branney et Kokelaar, 1992 ; Grunder *et al.*, 2005). Les échardes sont de fait peu aplaties, comme cela se manifeste en lame mince (Fig. III-8E).

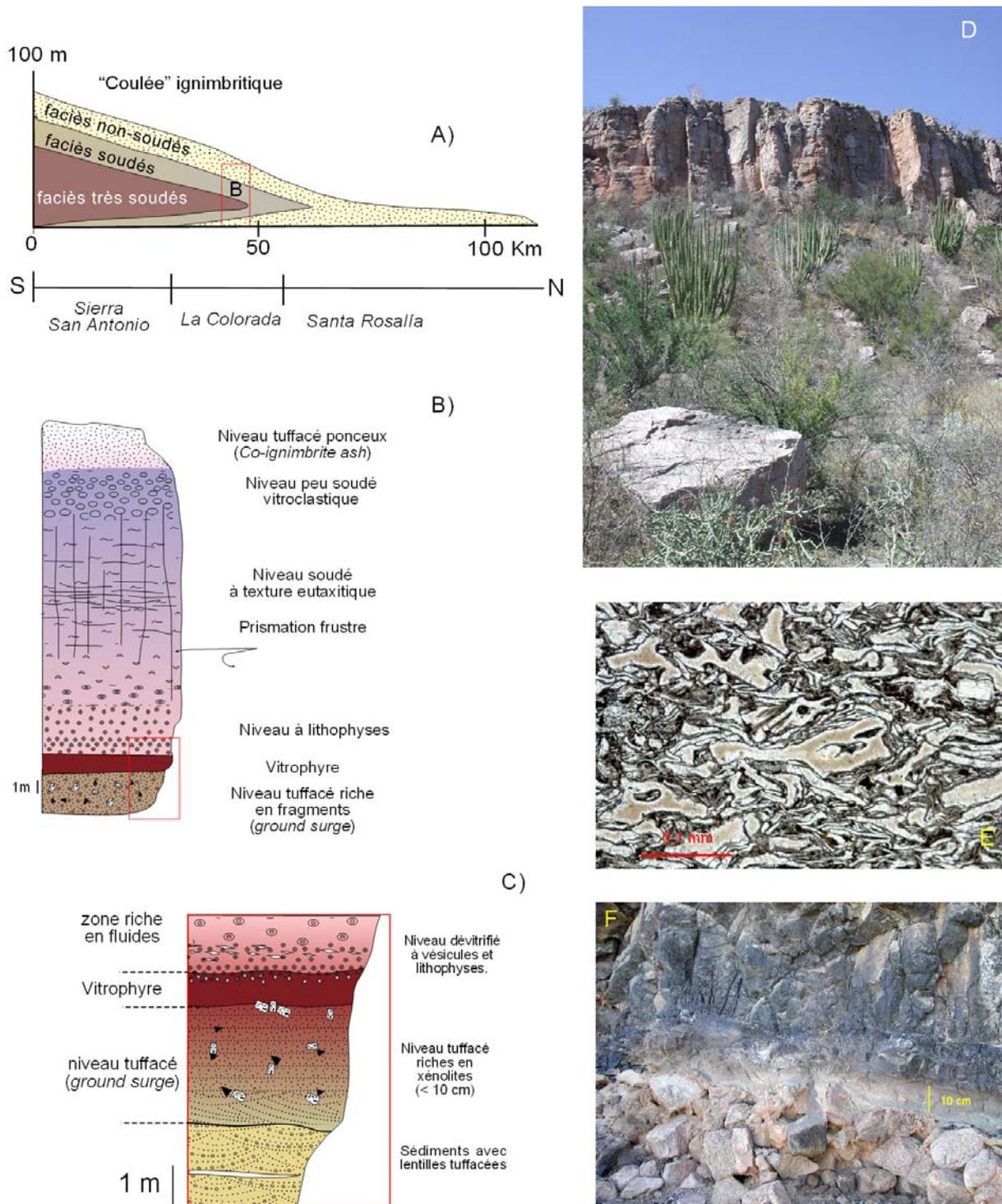


Figure III-8 : Caractéristiques morphologiques des ignimbrites hyperalkalines du Sonora central. **A.-** Epaisseur et aire de distribution des différents faciès d'après [McPhie et al. \(1993\)](#) ; **B.-** Différents lithofaciès observés dans une unité ignimbrétique hyperalkaline ; **C.-** Détail des faciès de la partie basale de ces dépôts pyroclastiques montrant, près de la base de l'unité, le vitrophyre ; **D.-** Morphologie en *mesa*, aspect massif à prismation frustré des ignimbrites hyperalkalines et talus d'éboulis au pied du *Cerro El Baluarte* (voir localisation sur la [Fig. III-3B](#)) ; **E.-** Texture eutaxitique des ignimbrites hyperalkalines du *Cerro El Baluarte* montrant le faible degré d'aplatissement des échardes de verre ; **F.-** Détail du contact entre les sédiments de fond de vallée et l'unité ignimbrétique hyperalkaline au niveau du *Cerro Las Cuevitas*. Notez le niveau cendreuse plus clair entre le conglomérat de base et le vitrophyre noir (voir explication dans le texte, page suivante).

Les ignimbrites du Sonora central, correspondent à des unités de refroidissement simples, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, au sein desquelles peuvent être définis différents lithofaciès (McPhie *et al.*, 1993). A la base s'observe le plus souvent, comme pour les ignimbrites d'*Hermosillo*, un vitrophyre de couleur noire, qui passe à un niveau plus clair à fractures perlitiques au contact du substratum (Fig. III-8F). Ce type de fractures souligne la présence d'eau dans les vallées empruntées par les coulées pyroclastiques de haute énergie. Vers le haut, au dessus du niveau noir, le vitrophyre prend des teintes beige-orangé (voir Fig. III-6D). La présence systématique de vitrophyres à la base des ignimbrites est une caractéristique des liquides hyperalcalins résultant de leurs propriétés physiques qui favorisent le phénomène d'agglutination. Ces faibles viscosités et hautes températures sont directement en relation avec le mode de mise en place. Celui-ci correspondrait plutôt à un "débordement" (*boiling-over*) à partir d'une fissure qu'à l'écroulement d'une colonne éruptive qui est marqué par un refroidissement plus important des particules au contact de l'air (Gimeno *et al.*, 2003). Entre la partie basale chaude "trempeée" et la zone centrale moins visqueuse à écoulement laminaire, se développe une zone de "cisaillement" (Sumner et Branney, 2002), riche en vésicules (niveau c, Fig. III-6D) contenant parfois de petits cristaux automorphes de quartz. Les fluides résultant de la vaporisation des zones humides de fond de vallée ont circulé dans la partie trempée et fracturée de la base, mais se sont trouvés piégés sous la partie centrale massive de l'unité ignimbritique. Dans cette dernière, on observe un étirement progressif et une plus grande dispersion des *bandes blanches* marquant les plans d'écoulement, ce qui souligne une diminution de la viscosité vers le haut. La partie supérieure est plus vacuolaire, silicifiée et peut présenter localement des faciès bréchiques. Dans de rares cas s'observent, au sommet des unités ignimbritiques, des cendres de couleur grise à rosée (Fig. III-8B) qui correspondent aux retombées de matériel fin du nuage éruptif ayant accompagné la mise en place des ignimbrites (*co-ignimbrite ash*, Sparks et Walker, 1977 ; Walker, 1981). Ces faciès non soudés sont évidemment rarement conservés car très rapidement entraînés par les processus d'érosion.

L'aire de distribution des ignimbrites est, par ailleurs, un bon indicateur de la vitesse, de l'énergie et de la température du matériel au moment de sa mise en place (Wilson et Walker 1981 ; Walker *et al.*, 1981 ; Walker 1983). Les ignimbrites du Sonora central ont un rapport épaisseur *versus* extension latérale faible (*aspect ratio* de Walker *et al.*, 1980), ce qui est caractéristique de coulées pyroclastiques de faible viscosité et grande vitesse (paramètres qui favorisent l'extension latérale) à l'image des ignimbrites de Taupo, en Nouvelle Zélande (Wilson, 1985). Enfin, par suite de leur distribution géographique importante, les ignimbrites hyperalcalines constituent un très bon repère stratigraphique régional.

Les ignimbrites du Sonora central sont le plus souvent associées à des dépôts détritiques continentaux que l'on peut rattacher à la Formation *Báucarit* supérieure, du Miocène moyen. Elles ont une morphologie en *mesas* (Fig. III-8D) légèrement basculées (20-30°) vers l'ouest et alignées selon une direction nord-sud. Elles s'annoient ainsi vers l'W-SW sous les remplissages sédimentaires des bassins. Ces affleurements forment un étroit cordon à la limite entre *sierras* et vallées. L'épaisseur et l'extension des ignimbritiques diminuant d'une manière générale vers le nord, nous conduit à envisager des points d'alimentation qui seraient situés dans la partie sud du Sonora central, dans les environs de *Guaymas* (voir Fig. III-3B).

I-3.c. Quelques affleurements types d'ignimbrites hyperalcalines du Sonora central

Les ignimbrites de la région nord (El Gavilán-San Francisco de Batúc-Santa Rosalia)

A 25 km à l'est d'*Hermosillo*, dans un secteur compris entre *San Francisco de Batúc* et *El Gavilán* au nord, le *Rancho Las Norias* et *Santa Rosalia*, au sud (Fig. III-3A), affleurent un ensemble de formations volcaniques comprenant, de bas en haut, des dacites à grands cristaux d'amphibole, les ignimbrites hyperalcalines et des basaltes, ensemble qui recouvre les roches paléozoïques (*Sierra Los Leyra*), localement métamorphisées en skarn au contact d'intrusifs laramiens (Paz-Moreno, 1992). En bordure de la route à *Mazatán*, les ignimbrites ont une épaisseur réduite (~ 10 m) et reposent directement sur le socle paléozoïque. Un niveau vitrophyrique noir (30-40 cm) contenant des fragments du substratum, est toutefois présent en dépit de cette épaisseur faible. Le long du chemin à *Santa Rosalia*, celle-ci est encore plus réduite (~ 8 m). La distribution des affleurements d'ignimbrite dans ce secteur montre qu'ils ont été préservés en position plus ou moins originelle sur un bloc de socle stable.

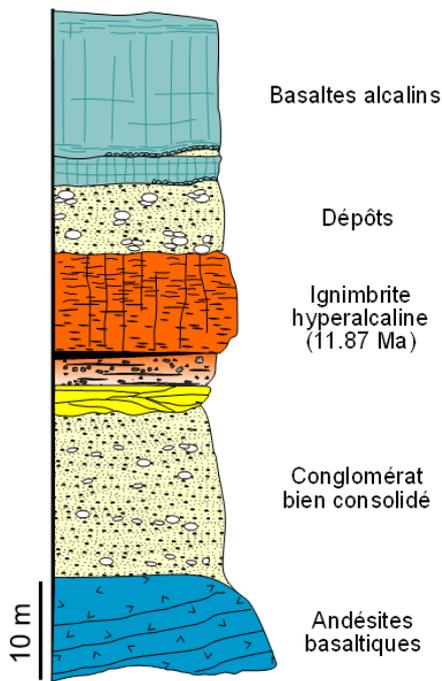


Figure III-9 : Succession stratigraphique observée au *Cerro Ventanas*

La coupe stratigraphique établie par Paz-Moreno (1992) au niveau du *Cerro Ventanas* (Fig. III-9), au sud d'*El Gavilán*, précise la position des ignimbrites hyperalcalines par rapport aux laves formant le champ basaltique alcalin de *San Francisco de Batúc*. L'unité ignimbritique, d'une dizaine de mètres d'épaisseur est intercalée dans une séquence détritico continentale peu classée et indurée, recouvrant en discordance des andésites basaltiques "anciennes". L'ignimbrite, après une nouvelle passée conglomératique de quelques mètres, est couverte sans discordance angulaire notable, par deux coulées de basaltes alcalins appartenant à la séquence mio-pliocène *Papago-Yaqui*. Les mesas basaltiques se situent à 200 m au-dessus du niveau hydrographique actuel. L'ignimbrite hyperalcaline a été datée dans la région d'*El Gavilán* ; elle a fourni un âge K/Ar sur feldspaths de $11,87 \pm 0,35$ Ma (Paz-Moreno, 1992), proche de celui des ignimbrites d'*Hermosillo*.

Plus au nord, dans le secteur de *San Miguel de Horcasitas* (Fig. III-3A), les ignimbrites hyperalcalines ont été canalisées dans des chenaux N-S correspondant à d'anciennes directions de drainage dans les formations volcaniques oligo-miocènes (Macmillan *et al.*, 2003 ; Gans *et al.*, 2003). Les caractéristiques de ces coulées correspondent à des faciès distaux. On observe sous les ignimbrites (Fig. III-10), des dômes de dacite avec dépôts grossiers de type lahar associés. Ces laves sont équivalentes aux formations datées du Miocène inférieur-moyen de la *Sierra Santa Ursula*. Les dacites recouvrent des dépôts détritico continentaux de la Formation *Báucarit*. Ces conglomérats surmontent en discordance angulaire des formations volcaniques de

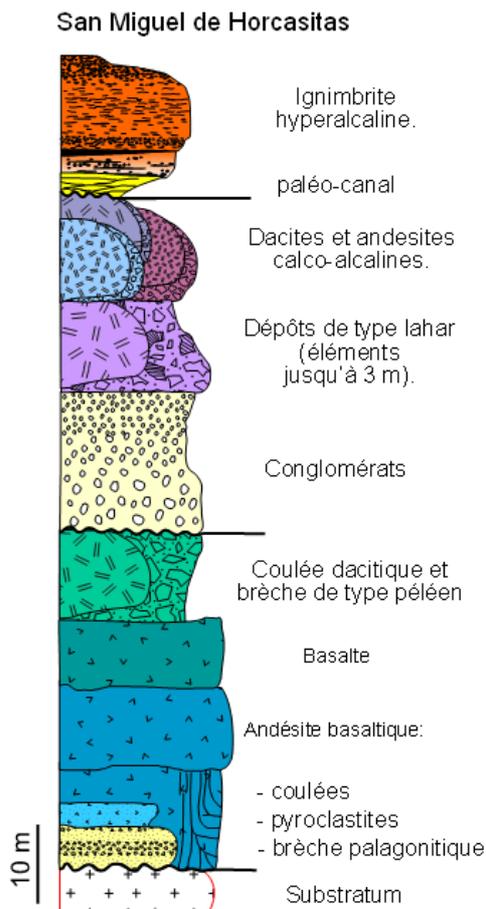


Figure III-10 : Succession observée dans le secteur de *San Miguel de Horcasitas*.

Elle présente à ce niveau des prismes frustres, de quelques dizaines de centimètres de diamètre seulement. Elle ne possède pas de vitrophyre basal, mais au contraire un niveau tuffacé non soudé de 1,5 m d'épaisseur qui, d'une couleur orangée à la base, passe au rose près du contact avec l'ignimbrite susjacent. Ce type de faciès est le résultat de l'accumulation et du "placage" de matériel ignimbritique provenant d'écoulements de haute énergie qui peuvent de ce fait franchir les reliefs bordant les vallées dans lesquelles ils se canalisent (*valley-pond and ignimbrite veneer deposits*, [McPhie et al., 1993](#)). Ceci indique en outre que, lors de la mise en place des ignimbrites, les reliefs anciens avaient une topographie molle.

L'ignimbrite hyperalcaline de la région du *Rancho Las Norias*

Dans leur travail de réinterprétation de la stratigraphie du Paléozoïque du secteur du *Rancho Las Norias* ([Fig. III-3B](#)) - définie au préalable par [Vega-Granillo et Araux \(1987\)](#), [Radelli et al. \(1987\)](#), [Fernández-Aguirre et al. \(1993\)](#) et [Franco-Vega \(2000\)](#) - [Page et al. \(2003\)](#) ont daté une ignimbrite à 12,3 Ma, mais sans en préciser la nature, et le basalte qui la surmonte à 10,6 Ma. Le travail de reconnaissance que nous avons mené dans ce secteur nous permet de préciser la position des unités volcaniques datées. La coupe du *Cerro El Albañil* ([Fig. III-11](#)) est particulièrement représentative de la succession stratigraphique observée dans ce secteur.

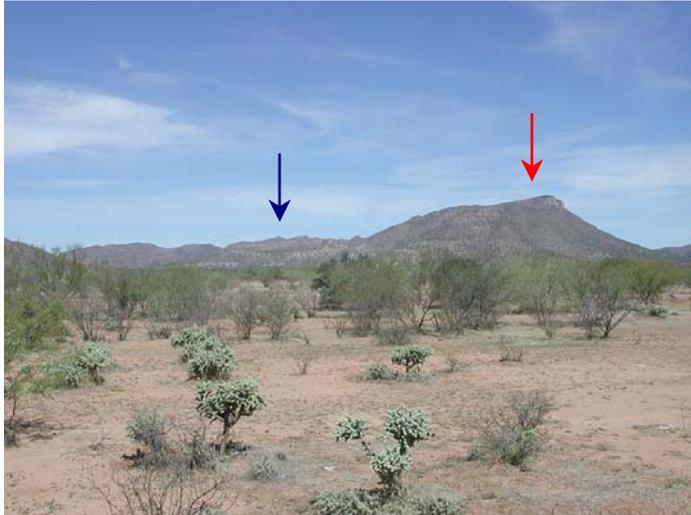
composition dacitique à andésite-basaltique. La présence de faciès palagonitisés à la base de la séquence conduit à envisager l'existence de dépressions lacustres dans ces bassins dès le Miocène inférieur.

Au *Cerro La Mina*, situé à 1 km au NE de la *Fábrica Los Angeles* ([Fig. III-3A](#)), s'observe l'unité ignimbritique la plus épaisse de la zone (~ 20 m) bien visible grâce à l'incision du *Río San Miguel*. Elle est inclinée de 20° vers le SW et son aspect en biseau reflète une mise en place dans un paléo-canal. On remarque en cet endroit, à la base de l'ignimbrite, un niveau tuffacé non soudé de 10 à 20 cm d'épaisseur, de type déferlante (*ground surge*), surmonté par un vitrophyre (1 m) de couleur café. L'abondance de sphérulites et de vésicules (20-30 cm) au-dessus du vitrophyre, souligne qu'une importante quantité d'eau a été piégée sous l'ignimbrite lors de sa mise en place dans le lit de cette rivière.

Vers l'est, au *Rancho La Cañada*, l'ignimbrite s'amincit jusqu'à ne faire plus que 4 m d'épaisseur.

Elle présente à ce niveau des prismes frustres, de

quelques dizaines de centimètres de diamètre seulement. Elle ne possède pas de vitrophyre basal, mais au contraire un niveau tuffacé non soudé de 1,5 m d'épaisseur qui, d'une couleur orangée à la base, passe au rose près du contact avec l'ignimbrite susjacent. Ce type de faciès est le résultat de l'accumulation et du "placage" de matériel ignimbritique provenant d'écoulements de haute énergie qui peuvent de ce fait franchir les reliefs bordant les vallées dans lesquelles ils se canalisent (*valley-pond and ignimbrite veneer deposits*, [McPhie et al., 1993](#)). Ceci indique en outre que, lors de la mise en place des ignimbrites, les reliefs anciens avaient une topographie molle.



Vue du *Cerro El Albañil*, depuis le sud, avec les ignimbrites hyperalcalines (flèche rouge) couvrant les calcaires paléozoïques. À l'ouest (flèche bleue), basaltes et dépôts conglomératiques du *Rancho El Albañil* (voir carte et log ci-dessous).

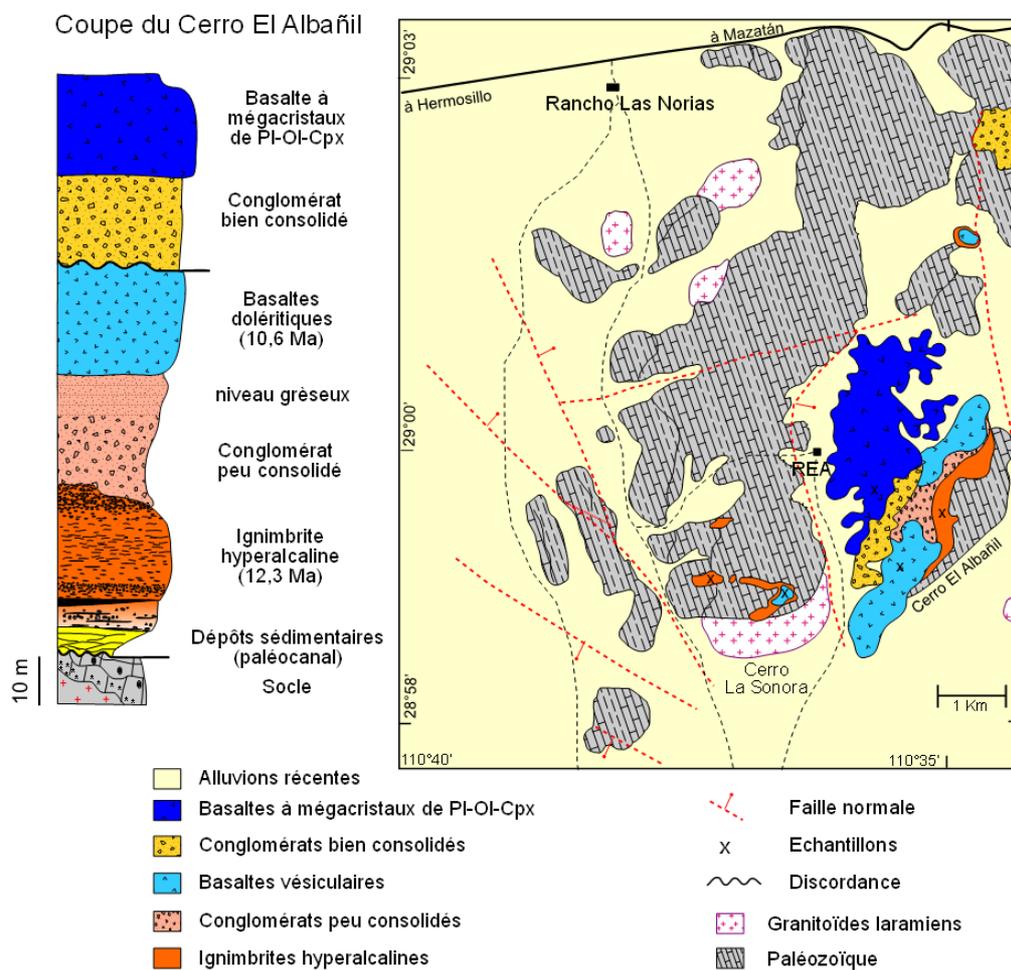


Figure III-11 : Photo du *Cerro El Albañil*, carte géologique schématisée (Page *et al.*, 2003) et stratigraphie des formations volcaniques du *Rancho Las Norias*. REA = *Rancho El Albañil*.

L'ignimbrite du *Cerro El Albañil* (~ 15 m), surmonte les calcaires paléozoïques et elle est à son tour recouverte par un conglomérat à matrice sableuse (~ 20 m) renfermant, dans sa partie basale, des fragments de roches volcaniques et de granites du substratum et, dans sa partie supérieure, des fragments centimétriques d'ignimbrite. Cette formation conglomératique est

elle-même chapeauté par une séquence basaltique d'environ 30 m d'épaisseur, correspondant aux laves datées à 10,6 Ma. Cet ensemble volcanique et sédimentaire miocène est basculé de 20 à 30° vers le NW. Certaines failles ont une composante horizontale dextre responsable du déplacement des unités paléozoïques d'environ 1.500 m (Page *et al.*, 2003).

Les mesas basaltiques situées près du *Rancho El Albañil* (Fig. III-11), sont par contre subhorizontales. Ces basaltes "récents" ennoient le pied des reliefs basculés qui constituent la séquence précédente. Ils sont relativement porphyriques et renferment en particulier des mégacristsaux centimétriques de plagioclase, d'olivine et de clinopyroxène. L'abondance de mégacristsaux est une caractéristique des laves basaltiques alcalines de l'*alignement Papago-Yaqui* défini par Paz-Moreno (1992). Ce volcanisme miocène terminal à plio-pléistocène, se distribue selon une bande NNW-SSE d'une centaine de kilomètres de large, correspondant *grosso modo* au secteur des *metamorphic core complexes*, c'est-à-dire à la zone d'étirement maximum de la lithosphère (Liu, 2001) située au pied de la SMO. Le volcanisme basaltique alcalin du *Rancho El Albañil* représente la terminaison méridionale des affleurements plus importants situés dans le secteur *San Francisco de Batuc - Sta Rosalia* (Fig. III-3A), où ils couvrent une superficie d'une centaine de km², pour une épaisseur maximale de l'ordre de 200 m (Paz-Moreno, 1992).

Les ignimbrites de la région de *La Colorada*

Dans la région de *La Colorada* - une mine d'or exploitée depuis le début du siècle - les ignimbrites forment le sommet de mesas basculées, localisées à l'ouest des reliefs paléozoïques. Il s'agit, du nord vers le sud (Fig. III-3B), des *cerros El Baluarte, Prieto, La Cantera et Chapala*. La bonne conservation des affleurements et l'absence d'éboulis de pente importants au pied des falaises, permet d'observer les faciès de base des unités ignimbritiques, tels que les dépôts de déferlentes (*ground surge*), avec accumulations locales de xénolites (*ground layer*). Ces derniers se composent d'alternances décimétriques de cendres et de fragments de verre de couleur noire avec d'abondants xénolites centimétriques du substratum (Fig. III-12). Ils sont le résultat d'une "sédimentation" précoce des éléments les plus denses au front de la coulée pyroclastique (Sparks et Walker, 1977 ; Walker *et al.*, 1981 ; Wilson et Walker, 1981). Ce niveau de couleur beige, qui atteint par endroit 1 à 2 m d'épaisseur, s'affine vers le nord ce qui révèle une perte d'énergie progressive du flot pyroclastique dans cette direction et donc une source située vraisemblablement au sud.

Au *Cerro Divisadero*, comme au *Cerro Chapala*, deux unités ignimbritiques sont visibles dans les parois, alors qu'au *Cerro Sombrerillo*, seule l'unité de base affleure. Au *Cerro Chapala*, situé au sud-ouest du village de *La Colorada* (Fig. III-3B), deux coulées de "dacite" (voir paragraphe II-4) faisant entre 10 et 15 mètres d'épaisseur, forment par ailleurs le sommet des *mesas* et couvrent les ignimbrites hyperalcalines. Ces roches se caractérisent par leur aspect vitreux et leur nature très porphyrique. Le *Cerro Divisadero* étant situé au centre du bassin, les conglomérats y ont une épaisseur plus importante. On peut y distinguer, un niveau de base très finement stratifié (lacustre ?) qui a été exploité en carrière et, au-dessus, des passées plus grossières rubéfiées et indurées ayant l'aspect de faciès de pied de pente (photo B, Fig. III-12).

Les “dacites” terminales sont des roches massives, vitreuses, toujours très porphyriques et présentant une association minéralogique à plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène. Dans les secteurs plus exposés aux intempéries, les roches présentent une altération en boules avec un débit en pelures d’oignons.

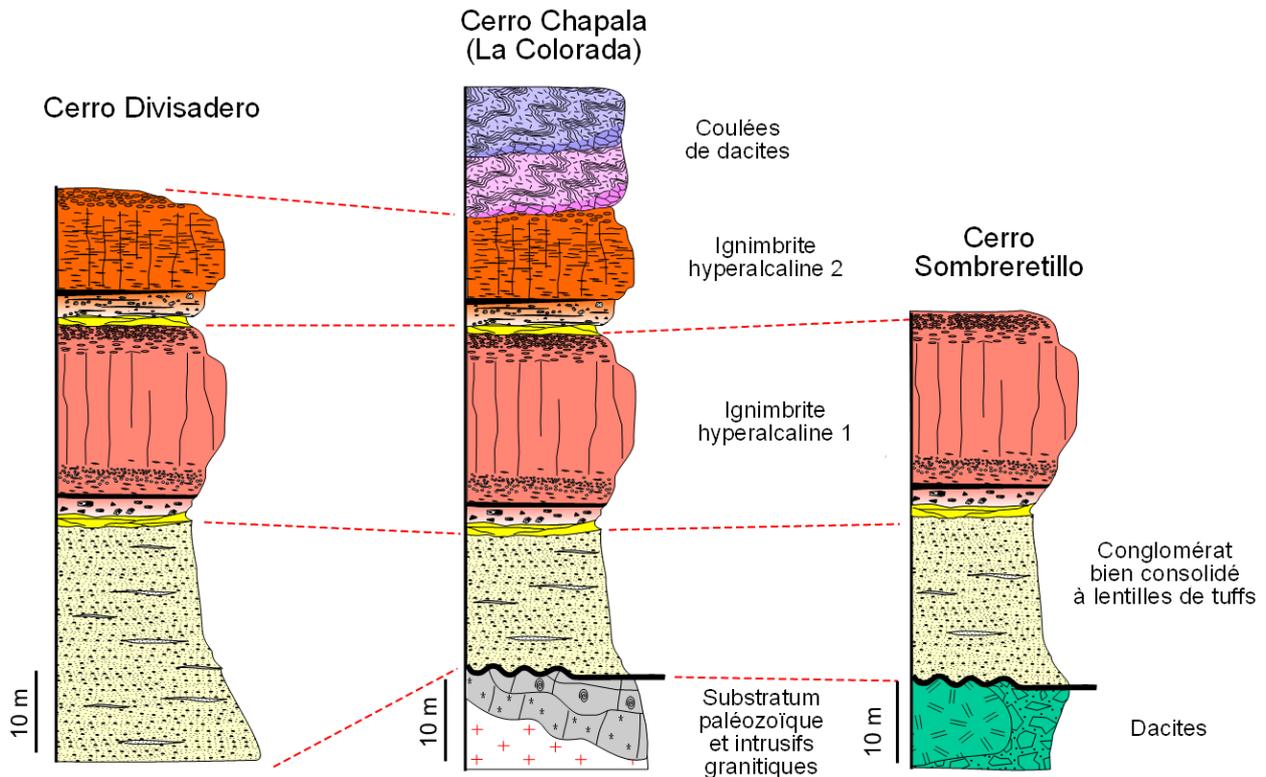


Figure III-12 : Colonnes stratigraphiques au niveau des *Cerros Divisadero, Chapala* et *Sombrerito* (localisation sur la [Fig. III-3B](#)). **A.-** Photo montrant la corniche supérieure d’ignimbrite du *Cerro La Colorada* et, à gauche, une des zones d’exploitation de la mine. **B.-** Succession au niveau du *Cerro Divisadero* montrant une séquence sédimentaire finement stratifiée à la base (niveau lacustre), des dépôts de pente plus grossiers et plus consolidés au-dessus (de couleur rougeâtre) et la corniche terminale d’ignimbrites.

Les séquences volcaniques du secteur *Sarpullido* - *Sierra San Antonio*

Au *Cerro Sarpullido* (Fig. III-3B), les ignimbrites hyperalcalines sont recouvertes par une série de dômes et coulées de rhyolites. Les différentes unités volcaniques acides sont recoupées par un système de failles normales en ciseaux, qui entraîne un basculement d'ensemble vers l'ouest et une duplication des unités côté est (Fig. III-13). De telles structures sont classiquement interprétées comme le résultat de mouvements en transtension. Elles marqueraient ici le début de l'ouverture du Golfe de Californie (Angelier *et al.*, 1981).

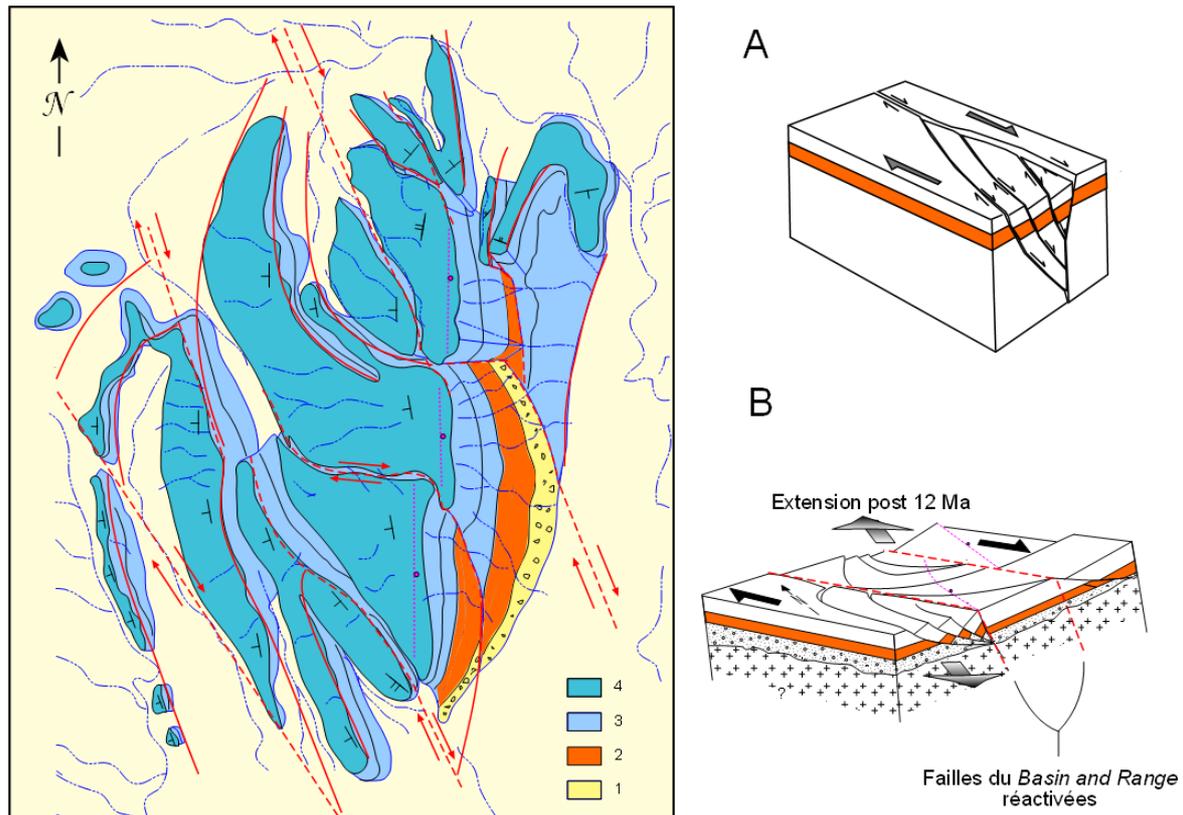


Figure III-13 : Schéma structural montrant la fracturation en ciseaux des formations acides du Cerro Sarpullido. 1.- Sédiments ; 2.- ignimbrites ; 3.- rhyolites ; 4.- dacite. **A.**- Modèle structural de duplex décrochant (Woodcock et Fischer, 1986 ; Corsini *et al.*, 1996) expliquant la disposition du système de failles associées à un déplacement dextre. **B.**- Modèle appliqué au Cerro Sarpullido, impliquant la réactivation de failles du Basin and Range lors de la phase d'extension post-ignimbrites liée à l'ouverture du Golfe de Californie.

Les ignimbrites hyperalcalines sont représentées dans ce secteur par deux unités de refroidissement (Fig. III-14). La première, d'une épaisseur d'environ 90 m, repose sur des sédiments détritiques du Miocène moyen. La seconde, de couleur café (~ 20 m), est riche en fragments ponceux aplatis. Au-dessus des ignimbrites affleurent, sur une centaine de mètres d'épaisseur, des laves rhyolitiques moyennement porphyriques qui se caractérisent, du point de vue pétrographique, par l'abondance de cristaux de quartz. Ces coulées sont, par endroit, bréchifiées et trempées (présence d'obsidienne) au contact des sédiments jaunâtres bien stratifiés (~ 20 m d'épaisseur) constitués en grande partie de fragments volcaniques fins ce qui démontre, une fois encore, la présence de lacs dans ces dépressions tectoniques miocènes.

Au-dessus de la zone bréchifiée à fragments d'obsidienne, s'observe un niveau de perlite grise d'environ 2 m d'épaisseur montrant des signes de dévitrification et passant vers le haut à une lave massive aux lignes de fluidalité parallèles à la base, devenant très contournées dans la partie centrale et supérieure. Entre les coulées, apparaissent parfois des niveaux ponceux correspondant aux coulées pyroclastiques qui ont accompagné la mise en place de ces laves visqueuses mais riches en gaz.

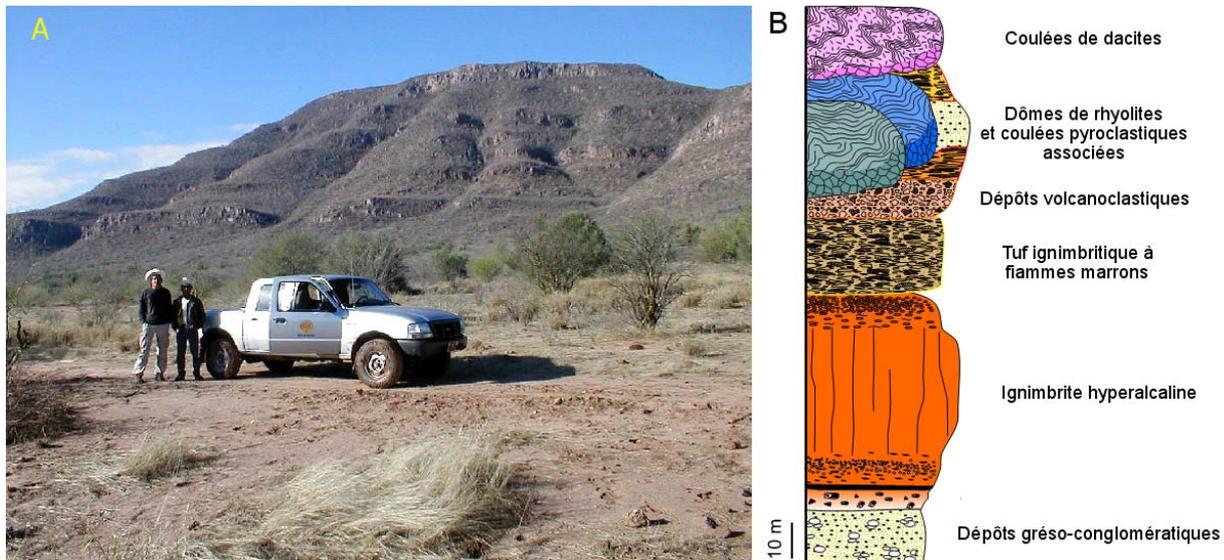


Figure III-14 : A.- Photo du *Cerro Sarpullido* prise depuis le NE. La première terrasse à la base correspond à l'unité ignimbritique hypercaline la plus épaisse. Les ressauts topographiques au-dessus marquent les coulées de rhyolites, tandis que la falaise supérieure correspond à la coulée de dacite terminale. B.- Coupe schématique montrant la succession des faciès volcaniques observés au *Cerro Sarpullido*.

Dans la *Sierra San Antonio* (Fig. III-3B) la succession volcanique est plus complète mais elle est aussi affectée par des failles responsables de l'inclinaison vers l'ouest des reliefs et de l'ennoiement des ignimbrites. Dans ce secteur les dômes de rhyolite ont partiellement conservé leur carapace externe, qui montre d'intenses phénomènes de silicification et de dévitrification en relation avec des circulations importantes de fluides lors du refroidissement progressif de la structure. Sur les points hauts de la *sierra*, on retrouve le même type de lave dacitique vitreuse à deux pyroxènes et plagioclase qu'au *Cerro Sarpullido*. Ces dacites atteignent ici 70 m d'épaisseur. La fréquence de l'association ignimbrites hypercalines - laves dacitiques porphyriques observée dans ce secteur, conduit à envisager une possible relation pétrogénétique entre ces magmas dans le cadre de l'évolution tectonique du secteur.

Vers le nord, au niveau des *cerros La Paloma, El Burro* et *El Chivato* (Fig. III-3B), l'épaisseur des coulées dacitiques diminue. Elles recouvrent les ignimbrites hypercalines par l'intermédiaire d'un niveau bréchique de base laissant apparaître localement un paléosol rouge. Au-dessus de cette brèche de base, s'observe parfois un niveau vitreux perlitique de couleur café à noir, de 1,5 m d'épaisseur, dans lequel se développent des sphérulites (de 3-6 cm de diamètre) tandis que, dans la partie supérieure, la dacite présente un débit en dalles lié à un écoulement de type laminaire.

Les séquences volcaniques et sédimentaires de la *Sierra Lista Blanca*

La *Sierra Lista Blanca* (Fig. III-2) est l'un des secteurs clés ayant contribué à l'établissement de la chronologie du volcanisme Miocène dans la partie centrale du Sonora (Morales-Montaño *et al.*, 1990 ; Bartolini *et al.*, 1992 ; McDowell *et al.*, 1997). Cependant, en raison d'une absence de détermination précise des caractéristiques pétrographiques des différentes formations volcaniques, les âges obtenus ont été mal interprétés. La succession observée sur la face est de la *Sierra Lista Blanca* est la coupe la plus complète affleurant dans cette partie du Sonora. Il était donc particulièrement important d'en redéfinir clairement la stratigraphie et de préciser la position des roches datées par les auteurs.

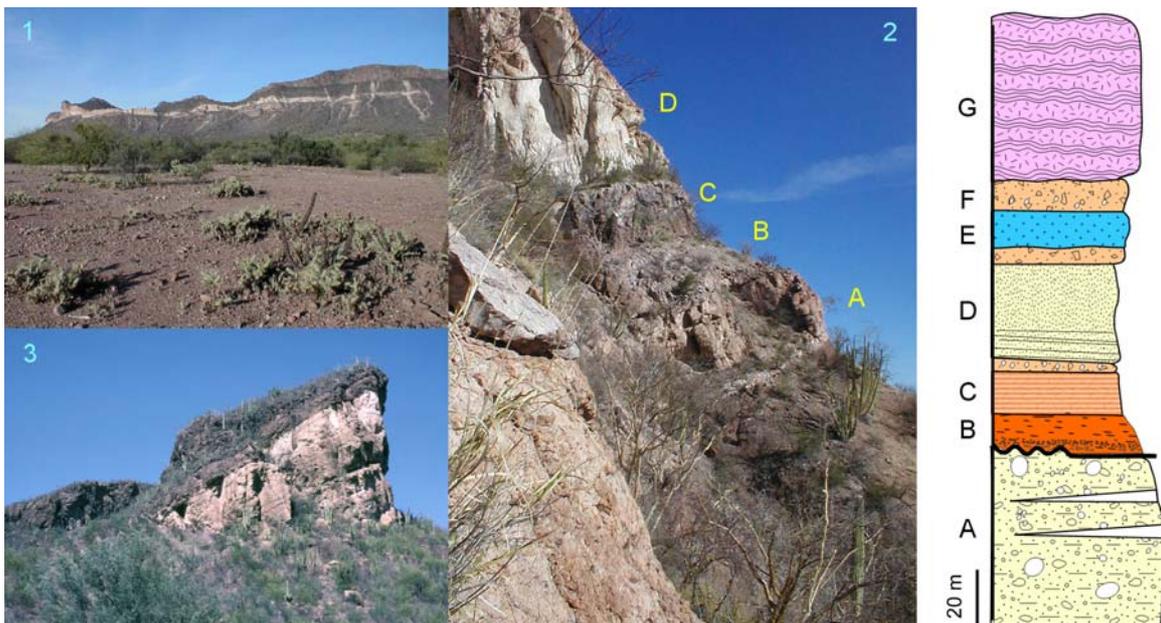


Figure III-15 : La *Sierra Lista Blanca*. **1.-** Vue d'ensemble de la face orientale de la *Sierra Lista Blanca* depuis la piste à *San José Moradillas*. **2.-** Détail de la succession observée à l'extrémité SE de la *Sierra Lista Blanca*. **A :** dépôts grés-conglomératiques avec intercalation de tufs blancs (Formation *Báucarit* supérieure) ; **B :** ignimbrite hyperalcaline beige-orangé ; **C :** ignimbrite rose peu soudée ; **D :** tuf blanc à biotite formant le liseré clair sur la photo 1 ; la partie stratifiée à la base correspond à des cendres volcaniques remaniées ; **3.-** Coulée de dacite à 2 pyroxènes et plagioclase couvrant, à l'extrémité méridionale de la *Sierra Lista Blanca*, les sédiments (F) et le tuf à biotite (D). Notez le basculement vers l'ouest de l'ensemble de la séquence. **4.-** Log stratigraphique des alternances volcaniques et sédimentaires de la *Sierra Lista Blanca*. **E :** coulée de basalte doléritique ; **F :** brèche gréseuse ; **G :** Coulées de dacite couronnant la séquence.

Les différentes formations sont bien visibles sur le flanc est, en dépit des éboulis qui tapissent le pied des falaises, alors que sur le flanc occidental, en raison du basculement vers l'ouest de toute la séquence, seule l'unité terminale est à l'affleurement. La coupe que nous avons levée sur le flanc oriental de la *Sierra Lista Blanca* permet d'établir la succession des manifestations volcaniques et sédimentaires (Fig. III-15). A la base affleurent des grès et conglomérats qui ont toutes les caractéristiques des dépôts de la Formation *Báucarit* supérieure. Les fragments sont relativement anguleux, ce qui indique un transport très limité. Des passées centimétriques de tufs blancs à biotite s'intercalent à différents niveaux dans la séquence.

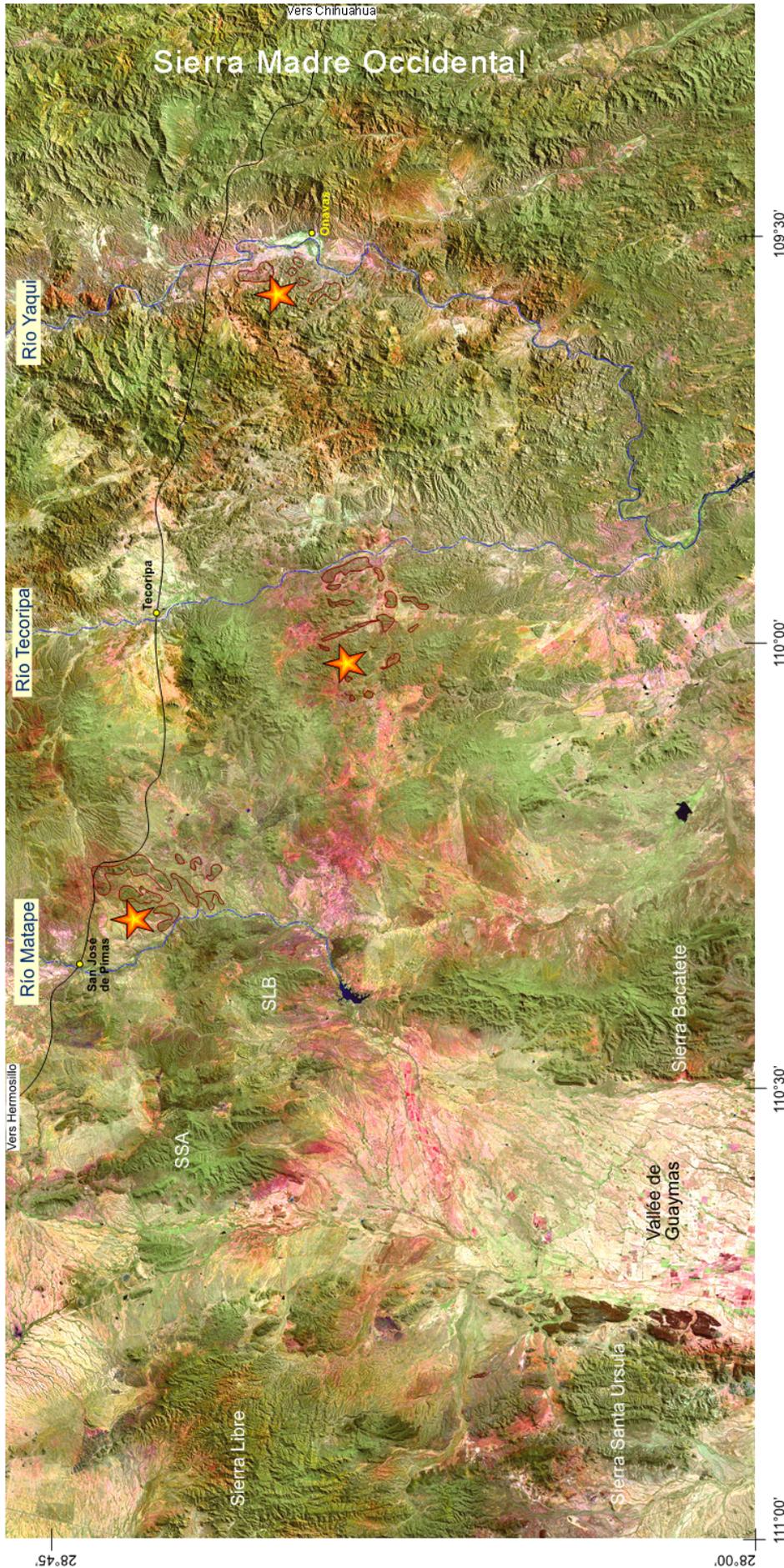


Figure III-16 : Image satellitaire <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid> de la partie méridionale du Sonora central entre la Sierra Libre et le rebord occidental de la SMO, permettant de localiser les affleurements d'ignimbrites hyperalcalines miocènes des vallées des Ríos Matape, Tecoripa et Yaqui, ainsi que les principaux affleurements que nous avons décrits dans ce paragraphe. Les phénomènes d'extension ayant entraîné la formation de la vallée de Guaymas, sont responsables du basculement des mesas de basalte (en brun sombre sur l'image) datées autour de 7 Ma, ce qui montre qu'ils sont récents et liés directement au processus d'ouverture du Golfe de Californie. Cette image montre en outre que les taux d'extension diminuent vers l'est, au pied de la SMO, où les reliefs ont, par contre, des altitudes plus élevées. **SSA** = Sierra San Antonio ; **SLB** = Sierra Lista Blanca. ★ Affleurements datés par Bartolini *et al.* (1992) et McDowell *et al.* (1997).

A la base de cette formation détritique continentale affleurent, à la faveur des éboulis qui affectent le flanc oriental (Fig. III-15, photo 1), des coulées de basalte relativement altérées. Au-dessus des grès et conglomérats s'observe une première unité ignimbritique qui a été datée par McDowell *et al.* (1997) à $12,2 \pm 0,3$ Ma. Cette ignimbrite est une ignimbrite hyperalcaline, comme nous le verrons dans la partie pétrographie. Une autre unité ignimbritique rose violacé, de même nature, lui succède, elle-même recouverte par un tuf blanc, épais, renfermant quelques rares biotites et débutant par un niveau de cendres volcaniques remaniées. Au sommet de la séquence on retrouve des basaltes, intercalés dans des brèches caractéristiques de matériel transporté sur de faibles distances au pied des reliefs (cônes de déjection). Enfin, constituant la dernière unité de la coupe, s'observent là encore des dacites vitreuses et porphyriques qui tapissent tout le flanc occidental de la *sierra* (Fig. III-15, photo 3). Ces dacites ont été datées à $10,4 \pm 0,4$ Ma par Morales-Montaño *et al.* (1990) et à $11,5 \pm 0,3$ Ma par McDowell *et al.* (1997). Les laves dacitiques se mettent donc en place peu de temps après les ignimbrites hyperalcalines.

Les ignimbrites de San José de Pimas et du Río Yaqui

Différentes unités acides corrélables avec les ignimbrites hyperalcalines, ont été reportées à l'est du Sonora, jusqu'au pied de la SMO (Fig. III-16). Elles surmontent le plus souvent des sédiments détritiques de la Formation Báucarit (Fig. III-17). Ces ignimbrites représentent les dernières manifestations éruptives conservées dans les vallées étroites des *Ríos Mátape, Tecoripa* et *Yaqui*. Elles affleurent sous forme de mesas horizontales à légèrement basculées vers l'est et leur épaisseur ne dépasse pas 20 mètres. Une ignimbrite a été datée à $12,8 \pm 0,3$ Ma à 10 Km au sud-est de *San José de Pimas* (Bartolini *et al.*, 1992). Une ignimbrite similaire a fourni un âge de $12,5 \pm 0,3$ Ma dans la vallée du *Río Yaqui*, de $12,3 \pm 0,3$ Ma et $12 \pm 0,8$ Ma au *Rancho El Pozo* près de *Suaqui Grande*, de $12,3 \pm 1,2$ et $12,6 \pm 0,4$ Ma entre la *Sierra Lista Blanca* et *Suaqui Grande* (McDowell *et al.*, 1997).



Figure III-17 : Ignimbrite hyperalcaline en bordure du *Río Yaqui*. 1.- Photo de gauche, aspect du conglomérat grossier (B) à nombreux blocs granitiques du substratum, situé sous l'ignimbrite rose (A). 2.- Photo du centre, couleur, texture aphyrique et soudure des échardes sont les éléments qui permettent de différencier, sur le terrain, cette ignimbrite miocène moyen. 3.- On y observe aussi (photo de droite) des fiames sombres qui témoignent de phénomènes de mélange de magmas.

I-4. Chronologie des séquences volcaniques tertiaires du Sonora Central

Les grès et conglomérats de la Formation *Báucarit* ont été considérés pendant longtemps comme un niveau stratigraphique caractéristique de la phase d'extension du *Basin and Range*. Les datations récentes, ayant montré que l'âge de remplissage des bassins diminuait d'est en ouest au cours du temps (Blair et Gans, 2003 ; Gans *et al.*, 2003 ; Macmillan *et al.*, 2003 ; Wong *et al.*, 2003) ont enlevé à ces conglomérats leur rôle de marqueur stratigraphique. Les ignimbrites, en raison de leur vaste extension géographique, constituent par contre un excellent niveau repère. En nous basant sur les ignimbrites hyperalcalines et sur les nombreuses datations de la littérature, nous avons élaboré une chronologie des séquences volcaniques miocènes qui rend compte de l'ensemble des données actuellement disponibles sur le Sonora central.

Dans cette partie de l'Etat du Sonora, les roches volcaniques tertiaires qui affleurent sous les ignimbrites hyperalcalines sont de nature variée : basaltes, andésites et, plus fréquemment, dacites à nombreux cristaux centimétriques d'amphiboles allongés dans le sens d'écoulement, comme par exemple dans la région de *San Francisco de Batuc* (Paz-Moreno, 1992). De telles laves à amphibole ont été reconnues, plus à l'est au pied de la *SMO*, dans la région de *Tepoca* (Cochemé, 1985) où elles ont été datées entre 17,5 et 14,5 Ma (Cochemé et Demant, 1991 ; Bartolini *et al.*, 1994 ; Gans, 1997). Les laves miocènes se distinguent des laves plus anciennes de la *Formation Tarahumara*, qui sont beaucoup plus altérées et fracturées, par la continuité des affleurements, la préservation des caractéristiques morphologiques des appareils ou des coulées et le fait que ces laves soient intercalées dans les formations détritiques de remplissage des bassins. Les dacites à amphibole miocènes du Sonora central peuvent être corrélées avec les roches de même nature datées entre 18,8 et 15,3 Ma dans la *Sierra Santa Ursula* (Mora-Alvarez et McDowell, 2000). Ces laves dacitiques sont les témoins d'un arc volcanique qui couvrait à cette époque le Sonora central mais aussi la partie sud de la péninsule de Basse Californie (Sawlan et Smith, 1984 ; Sawlan, 1991 ; Mora-Klepeis et McDowell, 2004).

L'ignimbrite hyperalcaline caractérisée près d'*Hermosillo* et reconnue ensuite dans de nombreux secteurs du Sonora central, a des âges remarquablement uniformes. Ceux obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les vitrophyres des *Cerros Las Cuevitas* et *Colorado* (Vidal-Solano *et al.*, 2005b) sont d'une très grande précision ($12,44 \pm 0,05$ et $12,56 \pm 0,08$ Ma). Une ignimbrite de même nature avait au préalable été datée à $11,8 \pm 0,3$ Ma dans le secteur d'*El Gavilán* (Paz-Moreno, 1992). Comme nous l'avons vu précédemment, des âges de 12 Ma ont également été obtenus dans la région de *San José de Pimas* (Bartolini *et al.*, 1992) et dans un vaste secteur compris entre la *La Colorada* et la vallée du *Río Yaqui*, au pied de la *SMO* (McDowell *et al.*, 1997). Ces différents affleurements correspondent tous à des roches qui ont les caractéristiques propres aux ignimbrites hyperalcalines. La répartition spatiale et les épaisseurs relatives des unités ignimbritiques du Sonora central montrent qu'elles ne constituent pas une seule unité de mise en place et que certains points d'émission étaient vraisemblablement situés au sud. Nous n'avons cependant pas trouvé dans le secteur sud de niveaux riches en xénolites qui caractérisent les dépôts proches des fissures éruptives (*Proximal coarse lithic breccia*, Druitt et Sparks 1982 ; Walker, 1985), ou de diminution progressive de la taille des fragments lithiques qui permet d'estimer la distance par rapport au point d'émission (Suzuki-Kamata, 1988).

Les résultats que nous avons obtenus indiquent : [1] que les ignimbrites hyperalcalines ont une extension régionale importante, [2] qu'elles se sont mises en place en un laps de temps très bref, au cours d'une phase éruptive datée à environ 12 Ma, en relation [3] avec une phase d'extension majeure, comme le démontre leur association fréquente avec les dépôts conglomératiques de remplissage de bassins. **L'éruption de ces ignimbrites marque donc une étape clé dans les processus d'amincissement crustaux qui ont affecté le Sonora occidental, avant l'ouverture du Golfe de Californie.**

Les manifestations volcaniques qui succèdent à cet épisode ignimbritique ont des caractéristiques toutes différentes. Dans la partie sud du secteur étudié (*Cerro Sarpullido*, *Sierra San Francisco* et *Sierra Bacatete*), affleurent de grands volumes de laves rhyolitiques que l'on peut corrélérer chronologiquement avec les manifestations de même nature qui forment la *Sierra Santa Ursula* et qui ont été datées dans cette région entre 12,3 et 11,4 Ma (Mora-Alvarez et McDowell, 2000 ; Mora-Klepeis et McDowell, 2004). Comme l'indique par ailleurs l'absence de discordance entre ignimbrites et rhyolites (voir par exemple la photo sur la Fig. III-14), ignimbrites et rhyolites sont pénécontemporaines.

Dans le secteur de la *Sierra Lista Blanca*, comme dans celui de *La Colorada*, ce sont des coulées de dacites vitreuses noires et porphyriques qui recouvrent les ignimbrites. Ces roches ont été datées entre 11,5 et 10,4 Ma (Morales-Montaña *et al.*, 1990 ; McDowell *et al.*, 1997). Comme nous le verrons dans le paragraphe pétrographie, ces dacites ont une minéralogie très similaire à celle du granophyre de la *Sierra Libre* (Cochemé, 1981). L'âge du granophyre obtenu par Paz-Moreno (1992) [11,7-12 Ma] est de fait proche de l'âge des dacites de la *Sierra Lista Blanca*. Ces mêmes dacites se suivent vers le sud, jusqu'au *Cerro Sarpullido* et la *Sierra San Antonio*. Le dernier épisode volcanique acide est représenté par une épaisse unité ignimbritique (~ 7 Ma) qui forme le sommet de la *Sierra Santa Ursula* et du *Cerro El Vigia*, au nord de *Guaymas*, mais qui n'affleure pas dans la région du Sonora central.

La limite Miocène-Pliocène est marquée par l'apparition de volumes importants de basaltes. Ceux-ci ont des caractères tholéitiques dans la région côtière (Johnpeer, 1977 ; Sheridan *et al.*, 1979 ; Paz-Moreno, 1992), alors que ceux qui sont localisés plus à l'est, au pied de la *SMO*, sont riches en mégacristaux (spinelle, olivine, clinopyroxène et plagioclase) et ont un caractère alcalin bien défini (Paz-Moreno, 1992). Dans le secteur côtier et la région d'*Hermosillo*, l'étroite association spatiale et temporelle entre basaltes, ignimbrites et/ou rhyolites et dacites conduit à envisager un possible lien génétique entre ces différents magmas. Cette hypothèse sera discutée, après l'étude minéralogique fine des différentes roches, dans la partie géochimie (paragraphe III).

Les manifestations volcaniques miocènes sont le plus souvent basculées et affectées par des systèmes de failles en ciseaux qui soulignent l'intervention d'une tectonique en transtension tardive. Ces mouvements liés à l'ouverture du Golfe de Californie et au déplacement dextre de la Basse Californie par rapport au continent, se surimposent, dans la partie occidentale du Sonora, aux mouvements en extension qui ont façonné la morphologie en *Basin and Range* de cette région depuis le début du Miocène.

II. Chimie des phases minérales

Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des laves du *Sonora* central ont été établies en se basant sur l'étude d'environ 200 lames minces. A partir de ce vaste échantillonnage, une vingtaine de lames ont été sélectionnées afin de déterminer la chimie des phases minérales sur la CAMECA SX-100 du "Service commun microsonde" (Université de Montpellier II). Les conditions analytiques sont identiques à celles qui ont été précisées dans la deuxième partie. Dans ce paragraphe, nous nous attacherons à définir les caractéristiques des ignimbrites hyperalcalines, mais aussi des autres laves constituant la séquence volcanique tertiaire, afin de mieux comprendre l'évolution des caractéristiques chimiques au cours du temps (voir paragraphe III). Les données analytiques détaillées figurent dans l'[Annexe II](#).

II.1. Les roches de la séquence volcanique Miocène inférieur

Les roches volcaniques qui affleurent sous les ignimbrites hyperalcalines sont de composition intermédiaire (andésitique à dacitique). Elles sont le plus souvent très porphyriques (> 40% de phénocristaux), le plagioclase étant le minéral dominant. L'un des traits particulier de ces laves est également de présenter des associations de minéraux ferromagnésiens complexes (olivine, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole et même biotite), dont certains en déséquilibre, qui sont interprétés comme le résultat de mélange de magmas (Nixon, 1988 ; Costa et Singer, 2002). Nous avons plus particulièrement étudié quatre échantillons de cette séquence Miocène inférieur, une dacite (JR02-66B) et deux andésites basaltiques (JR02-77 et 78) de la région de *San Miguel de Horcasitas* (voir [Fig. III-10](#)) et une andésite acide (JR02-27A) provenant d'un dôme isolé situé dans la région de *La Colorada* ([Fig. III-3B](#)). Ces données nous serviront tout d'abord à souligner le caractère hétérogène de ces laves mais aussi, dans un deuxième temps, à montrer les différences qui existent entre les laves "anciennes" et les dacites de la séquence Miocène terminal qui forment par exemple le sommet de la *Sierra Lista Blanca*.

II.1.a. Les plagioclases

Ces minéraux sont présents à la fois sous forme de phénocristaux, de microcristaux et de microlites. Dans la dacite (JR02-66B), les phénocristaux sont de grande taille (~ 5 mm) et automorphes. Ils présentent une zonation régulière variant de $An_{50}Ab_{47}Or_2$ au cœur, à $An_{33}Ab_{63}Or_4$ au bord. Le centre d'un cristal à nombreuses inclusions vitreuses a fourni une composition plus calcique de labrador ($An_{60}Ab_{38,5}Or_{1,5}$, [Fig. III-18](#)). Les microlites (< 50 μ) de la matrice ont des compositions semblables à celles de la bordure des phénocristaux. Une seule analyse a donné des compositions plus sodiques ($An_{25}Ab_{67}Or_8$).

Dans l'andésite (JR02-77), les phénocristaux de plagioclase (> 1.000 μ) se présentent soit sous forme de cristaux limpides isolés, soit en association avec des minéraux ferromagnésiens dans des agrégats. Les compositions sont relativement homogènes ($An_{45-56,5}Ab_{52-41}Or_{3-2,5}$) mais dans le détail, on observe une augmentation systématique des teneurs en anorthite vers la

bordure des phénocristaux, ce qui s'explique soit par des phénomènes de réalimentation (Mortazavi et Sparks, 2004) soit par une convection très active dans le réservoir magmatique (Seaman, 2000 ; Couch *et al.*, 2001). Les plagioclases de l'andésite JR02-78 ont des compositions similaires mais certains cristaux ont des teneurs plus élevées en calcium ($An_{72}Ab_{27}Or_1$). Ces compositions plus calciques correspondent aux plagioclases présents dans les auréoles de réaction autour de cristaux d'olivine destabilisés (Fig. III-19).

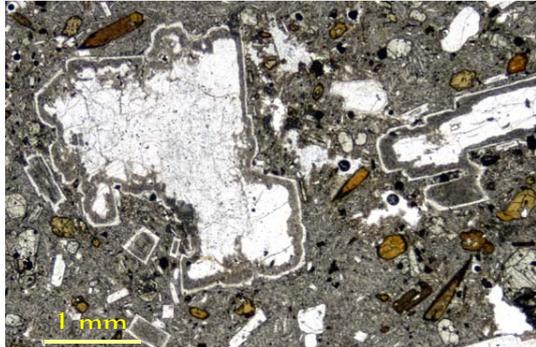


Figure III-19 : Andésite acide (JR02-27A) du *Cerro Prieto* (Fig. III-3B). Zone externe "nuageuse" du plagioclase soulignant un changement des conditions physiques dans le réservoir.

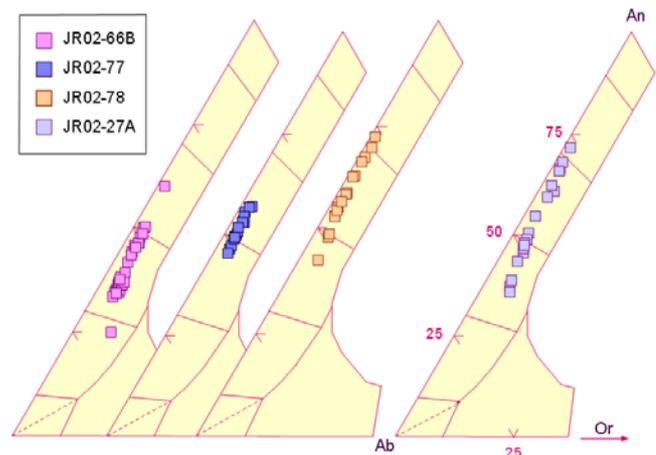


Figure III-18 : Composition des plagioclases des laves du Miocène inférieur.

C'est dans l'andésite acide du *Cerro Prieto* (JR02-27A) que l'on observe les variations de composition les plus importantes. Les cristaux "nuageux" (Fig. III-19) ont des compositions d'andésine au cœur ($An_{45}Ab_{50}Or_4$) alors que la bordure limpide externe, qui marque la reprise de cristallisation après le phénomène d'instabilité ayant conduit à la fusion partielle du cristal (partie "salie"), a une composition plus riche en calcium ($An_{66}Ab_{32}Or_{1,5}$). Les nombreuses petites inclusions de biotite présentes dans la partie centrale des cristaux "nuageux", indiquent que ces plagioclases étaient à l'équilibre avec un liquide acide et qu'ils ont été résorbés à la suite d'une augmentation de température liée au phénomène de mélange magmatique. Les cristaux limpides et automorphes présentent quant-à eux une zonation normale, avec des compositions variant de An_{55-48} au cœur, à An_{38-37} en bordure (Fig. III-18). Ceux associés à des pyroxènes sont plus riches en calcium (An_{68}). Le fait que les microcristaux ou les microlites ($< 100 \mu$) aient des compositions souvent plus calciques que le cœur des phénocristaux est une autre évidence d'un phénomène de réalimentation du réservoir.

II.1.b. Les pyroxènes

Les pyroxènes ne sont présents que dans les laves de composition andésitique. Il s'agit toujours d'une association clinopyroxène-orthopyroxène. Ces cristaux peuvent être isolés dans la lave mais ils sont aussi fréquemment rassemblés en agrégats avec plagioclase, amphibole et minéraux ferro-titanés. La présence de taches rouges d'iddingsite ou d'oxydes de fer de forme vermiculaire au cœur de certains de ces agrégats, montre que ces assemblages correspondent à des auréoles de réaction autour de cristaux d'olivine résultant de l'intrusion d'un liquide basaltique dans un réservoir occupé par un liquide plus différencié.

Les cristaux de clinopyroxène ont des compositions relativement homogènes (Fig. III-20) caractérisées par des teneurs élevées en magnésium et en calcium. Les clinopyroxènes les plus magnésiens ($Wo_{46}En_{44}Fs_{10}$) sont ceux qui entourent les cristaux destabilisés d'olivine. Ils contiennent dans ce cas un peu de chrome (0,6 %). Les cristaux plus riches en fer et légèrement plus pauvres en calcium ($Wo_{41}En_{43}Fs_{16}$) sont ceux qui sont associés avec de l'amphibole (échantillon JR02-77). Les microcristaux de la matrice sont également plus riches en fer et pauvres en calcium ($Wo_{38,5}En_{43}Fs_{18,5}$ - échantillon JR02-27A). Les compositions les plus homogènes s'observent dans l'échantillon JR02-78.

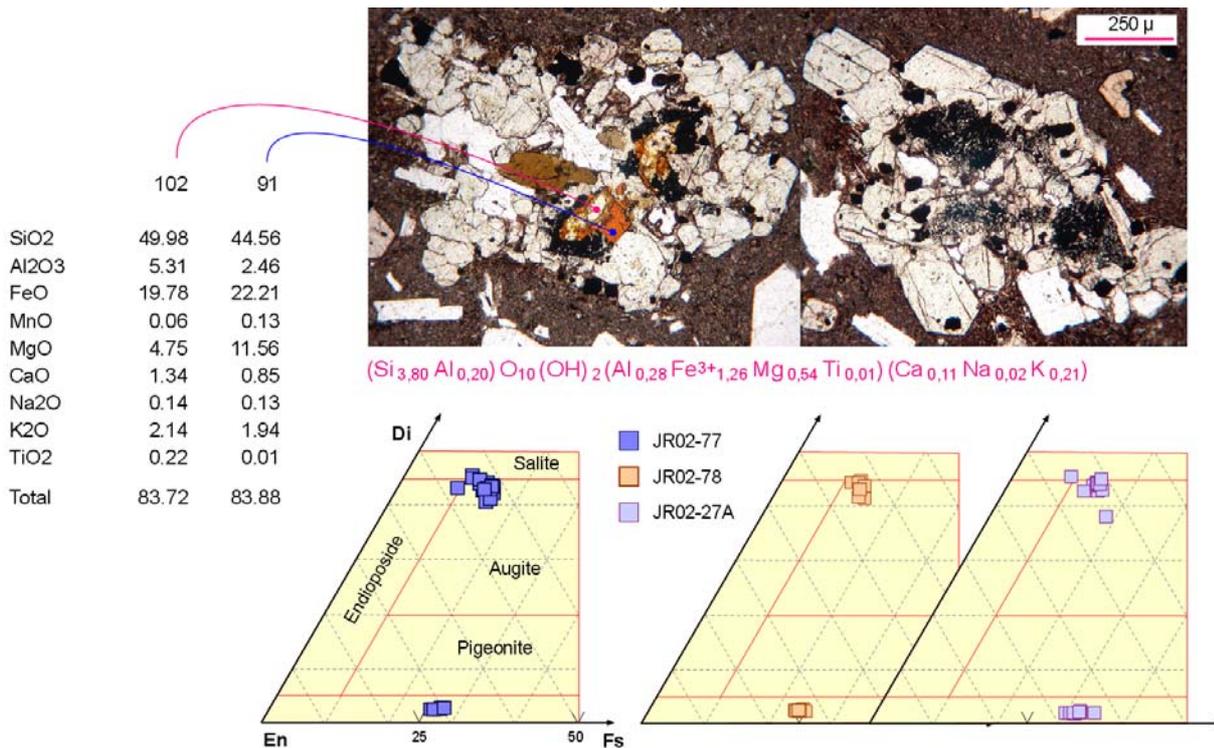


Figure III-20 : Composition des pyroxènes des laves Miocène inférieur. Photos du haut, olivines résorbées au centre d'agrégats de pyroxènes (échantillon JR02-77). La partie rouge correspond à de l'iddingsite (analyse 91), la partie centrale claire a une composition de nontronite (analyse 102). La formule structurale calculée de cette smectite (en rose) est parfaitement équilibrée du point de vue des charges. La photo de droite correspond à une résorption plus complète de l'olivine ; seules les concentrations d'oxydes de fer de forme vermiculaire révèlent la présence de fantômes d'olivine au cœur de cet agrégat de pyroxènes.

Les orthopyroxènes ont des compositions également très homogènes mais qui varient légèrement d'un échantillon à l'autre. Les plus magnésiens ($Wo_3En_{73}Fs_{24}$) sont présents dans l'échantillon JR02-78, les plus riches en fer ($Wo_2En_{63}Fs_{35}$) dans JR02-27A, l'andésite la plus acide (Fig. III-20). La coexistence de clinopyroxène et d'orthopyroxène permet d'estimer les températures de cristallisation de ces roches. Le géothermomètre de [Lindsley et Andersen \(1983\)](#) donne des températures de 950°C pour les andésites JR02-78 et JR02-77, et des températures voisines de 1.000°C pour les cristaux entourant l'olivine destabilisée. Dans l'échantillon JR02-27A, les orthopyroxènes ont des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ plus élevés que les clinopyroxènes ce qui montre que ces deux minéraux n'ont pas cristallisé à l'équilibre et qu'il n'est donc pas possible d'utiliser ce géothermomètre.

II-1.c. Les amphiboles

Les amphiboles sont présentes dans les quatre échantillons étudiés. Elles ont une couleur brun-vert en lumière polarisée et présentent parfois une bordure d'oxydes de fer. Les analyses obtenues à la microsonde montrent que ces cristaux ont des compositions similaires dans l'ensemble des échantillons étudiés. Il s'agit, d'après les diagrammes covariants Mg/(Mg+Fe) en fonction de Si (Leake, 1978), d'amphiboles calciques de la famille des hornblendes. Elles sont relativement riches en magnésium, mais contiennent aussi une quantité importante de sodium (2-2,5%) et d'alumine (11-15%), ce qui les placent près du pôle pargasite (Deer *et al.*, 1978b). Les compositions évoluent régulièrement, par diminution du Mg et augmentation de Si, jusqu'au champ des ferroan-pargasite-hornblende (Fig. III-21). Ces changements de composition se traduisent par une zonation visible en lames minces.

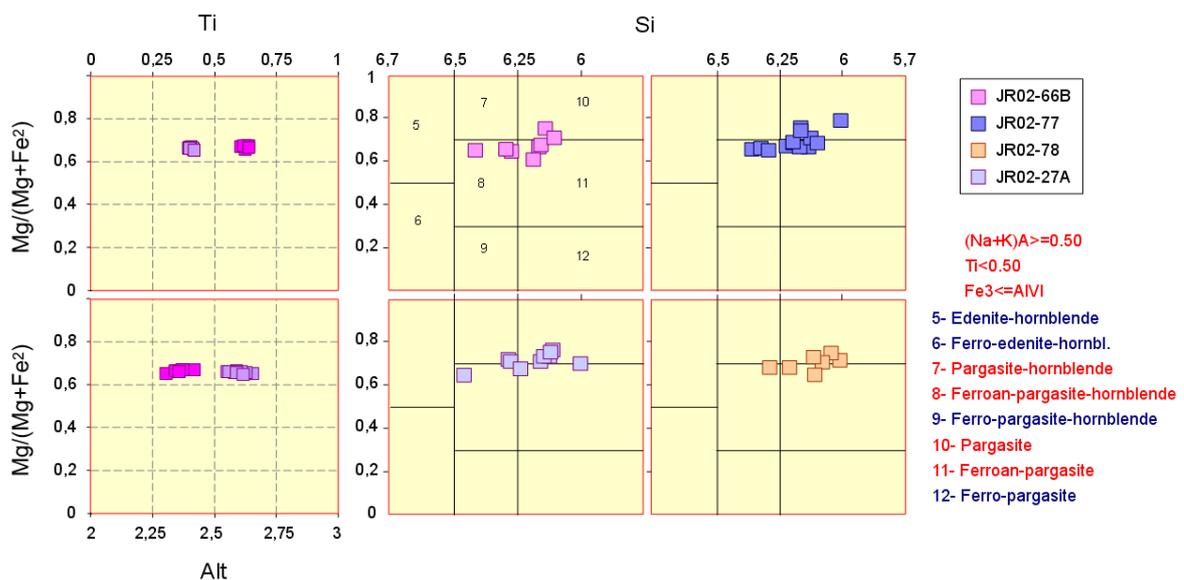


Figure III-21 : Composition des amphiboles (partie droite de la figure) et des biotites (diagrammes de gauche) des laves du Miocène inférieur du *Sonora* central.

II-1.d. Les biotites

Ce minéral est bien développé dans la dacite (JR02-66B) et l'andésite acide (JR02-27A, Fig. III-22), alors qu'il est exceptionnel dans les andésites. Les biotites ont des rapports Mg/(Mg+Fe) assez élevés (0,67-0,65), mais légèrement plus faibles que ceux des amphiboles, ce qui est en accord avec leur cristallisation plus tardive. Les teneurs en Ti sont plus élevées dans l'andésite acide (~ 6%) que dans la dacite (3,7%). Les diagrammes Alt et Ti en fonction de Mg/(Mg+Fe) (Fig. III-21), montrent que les compositions de ces minéraux varient peu.

II-1.e. Les oxydes ferro-titanés

En dehors des concentrations d'opacités qui soulignent la présence d'anciennes olivines, les minéraux opaques se rencontrent principalement sous forme de microcristaux associés aux pyroxènes et amphiboles dans les agrégats ou en cristaux isolés dans la mésostase. Il s'agit le plus souvent de titanomagnétite (17-27% d'ulvöspinel). Dans l'andésite acide JR02-27A,

coexistent des cristaux ($< 100 \mu$) de titanomagnétite et d'ilménite (Fig. III-23). Le géothermomètre magnétite-ilménite (Carmichael, 1967) donne des températures de 860°C pour des fugacités d'oxygène de $\log f\text{O}_2 = -11$ à -12 . Ces valeurs sont trop basses pour représenter la température du liquide andésitique. Des températures identiques, obtenues sur des laves dacitiques du Santorin, ont été considérées comme représentatives du liquide acide avant l'intrusion du magma basique et le phénomène de mélange (Mortazavi et Sparks, 2004).

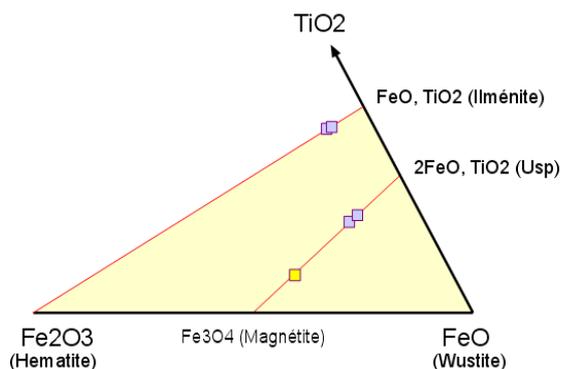


Figure III-23 : Composition des minéraux opaques (mêmes symboles que pour les figures III-20 et III-21).



Figure III-22 : Association olivine (résorbée en agrégats d'opaques) – pyroxènes – amphibole et biotite dans l'andésite acide JR02-27A du Cerro Prieto.

II.2. Les ignimbrites hyperalcalines du Miocène moyen

Les ignimbrites présentent, en lames minces, des textures variées en fonction des niveaux échantillonnés au sein de l'unité éruptive. Les textures vitroclastiques sont rares, car elles correspondent aux faciès non soudés de la partie supérieure des unités qui sont rapidement entraînés par les processus d'érosion. Les vitrophyres et les faciès soudés sont prépondérants, même lorsque les unités ne sont pas très épaisses. Les vitrophyres de base présentent souvent des fractures perlitiques liées à des phénomènes de trempe au contact d'un substrat humide lors de la mise en place. Des fragments de calcaire plus ou moins fondus ne sont pas rares dans ce matériel pyroclastique, ce qui témoigne de la présence du substratum paléozoïque entre le réservoir magmatique et la surface. Par suite du phénomène de refroidissement brutal, les minéraux sont mieux conservés dans les vitrophyres que dans les faciès à texture eutaxitique, ce sont donc les vitrophyres que nous avons sélectionnés pour les analyses à la microsonde.

Les ignimbrites hyperalcalines sont peu porphyriques (moins de 15% de phénocristaux) et le feldspath alcalin est la phase cristalline prédominante. Comme dans les roches hyperalcalines du secteur du *Pinacate*, les minéraux ferromagnésiens sont représentés par l'association pyroxène vert faiblement pléochroïque et fayalite. Ce dernier minéral est envahi par des filonnets d'oxydes de fer. L'absence de phénocristaux de quartz est également un élément symptomatique de la minéralogie de ces roches, même si ce minéral cristallise tardivement dans les lithophyses. Aucun minéral ferromagnésien hydraté n'a été observé à l'équilibre dans les ignimbrites du *Sonora* central. Amphibole ou biotite, lorsqu'elles sont présentes, montrent des auréoles de réaction qui soulignent leur instabilité (Fig. III-24).

II-2.a. Les feldspaths alcalins

Ils se présentent sous forme de phénocristaux ou de microcristaux automorphes à subautomorphes, limpides et sans zonation apparente en lame mince. Ils montrent (Fig. III-24), des variations de composition très limitées et se répartissent entre un pôle anorthose ($An_8Ab_{67}Or_{25}$) et un pôle plus potassique de type sanidine sodique ($An_3Ab_{47}Or_{50}$).

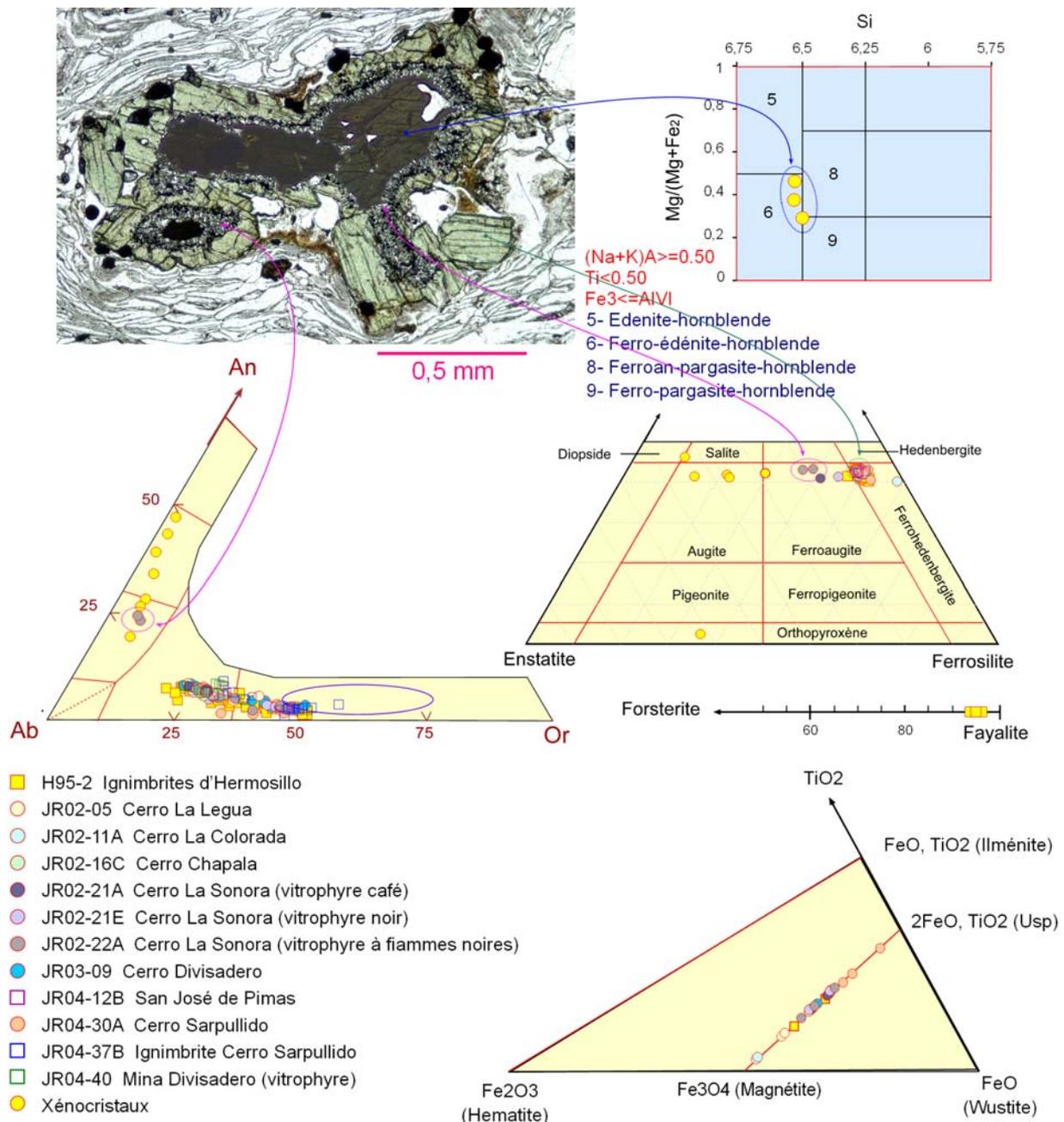


Figure III-24 : Minéralogie des ignimbrites hyperalkalines du *Sonora* central. La photo du haut est un exemple d'interaction entre deux liquides de compositions distinctes dans le vitrophyre du *Cerro La Sonora* : l'amphibole au centre est une hornblende, les cristaux verts de ferrohedenbergite autour marquent la cristallisation du liquide hyperalkalin au contact de ce cristal. Les premiers cristaux formés lors de la réaction entre amphibole et liquide hyperalkalin sont plus riches en magnésium, mais aussi légèrement enrichis en calcium, aluminium et silice par diffusion de ces éléments depuis l'amphibole. Du plagioclase cristallise également en intercroissance avec le pyroxène dans l'auréole de réaction. Les autres cristaux de plagioclase, de clinopyroxène ou d'orthopyroxène trouvés occasionnellement dans ces roches sont des xénocristaux. Le champ ovale bleu sur le diagramme des feldspaths correspond aux compositions des verres volcaniques.

Dans quelques cas, comme par exemple dans le vitrophyre du *Cerro Colorado*, au sud d'*Hermosillo*, s'observent des plagioclases relativement calciques (andésine). Ces cristaux ne font pas partie de l'assemblage minéralogique hyperalcalin mais sont des xénocristaux arrachés au substratum lors de la montée en surface de ces liquides très riches en fluides. Ces feldspaths ont fourni en effet des âges laramiens (72-74 Ma) lors des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Vidal Solano *et al.*, 2005b). Signalons enfin, que dans le secteur du *Sarpullido*, des ignimbrites (JR04-37B) renferment des fragments à texture granophyriques (quartz + feldspath alcalin) soulignant la présence en profondeur de roches subvolcaniques acides.

II-2.b. Les clinopyroxènes

Ils se présentent sous forme de petits cristaux verts (300-50 μ) isolés, englobant parfois des grains d'opacités (Fig. III-25). Certains cristaux présentent une bordure d'altération en minéraux phylliteux jaunâtres. Ces pyroxènes sont riches en fer (~ 28%) et en CaO (19-20%), pauvres en MgO et en Na₂O (< 3% et < 0,5% respectivement). Leurs compositions sont homogènes ($\text{Wo}_{43-41}\text{En}_{9-7}\text{Fs}_{48-52}$) et correspondent à la variété ferrohédénbergite (Deer *et al.*, 1978b). De rares cristaux, de couleur plus intense, se caractérisent par l'absence complète de magnésium dans la structure ($\text{Wo}_{40}\text{En}_0\text{Fs}_{60}$). Les cristaux de composition plus calcique, normalement à l'équilibre avec des liquides basaltiques ou andésitiques trouvés dans certains échantillons sont, comme les plagioclases calciques, des **xénocristaux**. La présence de "gouttes" de liquide brun sombre au sein des écharde de verre nous amène à penser, et c'est souvent le cas pour les magmas acides (Murphy *et al.*, 1998), que la mise en place de ces liquides différenciés a été favorisée par l'intrusion d'un magma plus basique en base de réservoir.

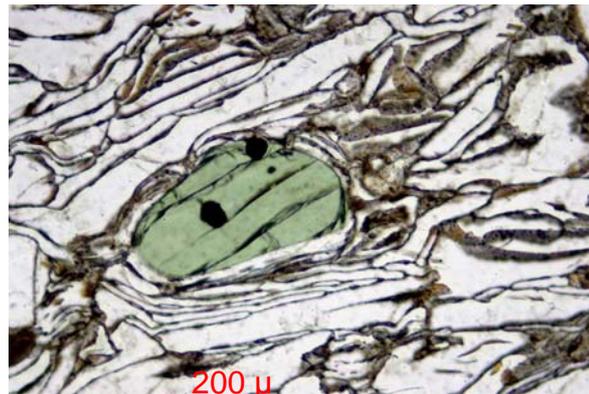


Figure III-25 : Cristal de ferrohédénbergite dans l'ignimbrite du *Cerro Sarpullido* (JR04-30A).

II-2.c. La fayalite

Ce minéral n'apparaît qu'occasionnellement sous forme de cristaux de couleur rougeâtre, souvent envahis par des oxydes de fer. Lorsqu'ils sont moins altérés, ils ont une couleur miel. Les analyses microsonde donnent des compositions très riches en fer, proches du pôle fayalite (Fa_{96-98} , Fig. III-24). La présence de fayalite et l'absence de minéraux hydratés sont symptomatique de températures élevées et de faibles fugacités d'oxygène dans ces liquides.

II-2.d. Les oxydes de Fe-Ti

Les cristaux d'opacités correspondent à des microcristaux isolés dans la lave ou inclus dans les clinopyroxènes. Des zircons parfaitement automorphes sont souvent associés aux cristaux isolés. Les analyses des opaques donnent des compositions de titanomagnétite, dont les teneurs en titane varient de 2 à 27% (Fig. III-24). Les cristaux isolés de la matrice sont généralement plus riches en Ti que ceux qui sont englobés dans les cristaux de pyroxène.

II-2.e. Composition des écharde de verre et des ponces

Les écharde de verre ou les *fiammes* présentent souvent des couleurs différentes sous le microscope ; certaines sont transparentes alors que la grande majorité ont une coloration beige. De telles différences de couleur se sont révélées correspondre à des mélanges entre liquides hyperalcalins et calco-alcalins dans le cas des ignimbrites de la caldera de *La Primavera* près de *Guadalajara* (Mahood *et al.*, 1985). Il était donc important de vérifier à quoi étaient dues ces différences de couleur. Dans le cas des ignimbrites du *Sonora*, les différences de couleur ne correspondent pas à des liquides différents. Les compositions de verre sont en effet homogènes et si l'on reporte les analyses sur le diagramme An-Ab-Or (à partir des pourcentages normatifs), elles se placent dans le prolongement du champ des feldspaths alcalins, dans le domaine des sanidines (Fig. III-24). Les différences de compositions sont de fait subtiles. Les verres des ponces (*fiammes*) sont plus pauvres en alcalins avec des analyses qui bouclent autour de 95 %, ce qui pourrait indiquer une certaine richesse en eau, alors que le verre des écharde beiges (voir photo Fig. III-8) est plus pauvre en eau (totaux voisins de 98%) et plus riche en potassium (5 à 6%). Les teneurs en sodium sont, à l'inverse, toujours faibles (1 à 2,5%) et celles en fer élevées (entre 0,8 et 2%) pour de telles compositions.

II-3. Les rhyolites de la région du Sarpullido

Les rhyolites fluidales qui affleurent largement au sud, dans la région du *Cerro Sarpullido*, ont également des caractéristiques de magmas hyperalcalins (association feldspath alcalin + fayalite + clinopyroxène vert), mais elles se distinguent des ignimbrites par l'abondance de cristaux de quartz qui sont visibles macroscopiquement. A la base des dômes s'observent localement des roches bicolores comprenant une partie trempée noire de type obsidienne et une partie beige, plus vésiculée et microponcifiée (Fig. III-26). Par ailleurs, les brèches et coulées pyroclastiques qui ont accompagné le développement de ces dômes présentent, en lame mince, en bordure des fragments de ponce ou d'obsidienne perlitique, des teintes jaune pâle qui correspondent visiblement à des phénomènes de trempe (Fig. III-26).

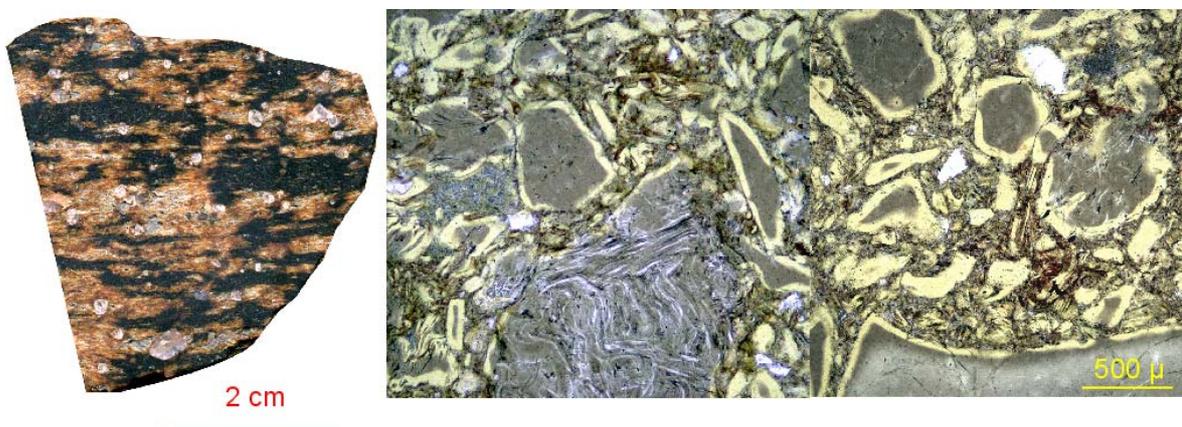


Figure III-26 : Lave rhyolitique du *Cerro Sarpullido* (JR04-25A). Aspect macroscopique des faciès de base de dôme (photo de gauche). A droite, vue en lame mince de la bordure trempée des fragments d'obsidienne. La coloration jaune pâle n'est pas sans rappeler le processus de palagonitisation des verres basaltiques en milieu sous-aquatique (Stroncik et Schmincke, 2002).

Ceci, associé aux observations de terrain qui ont montré la bréchification des coulées de base au contact de sédiments fins bien stratifiés, conforte la présomption d'existence de dépressions lacustres dans la *Valle de Guaymas* au Miocène moyen. Les mêmes types de dômes rhyolitiques sont présents dans la *Sierra San Antonio* plus à l'est (Fig. III-3B).

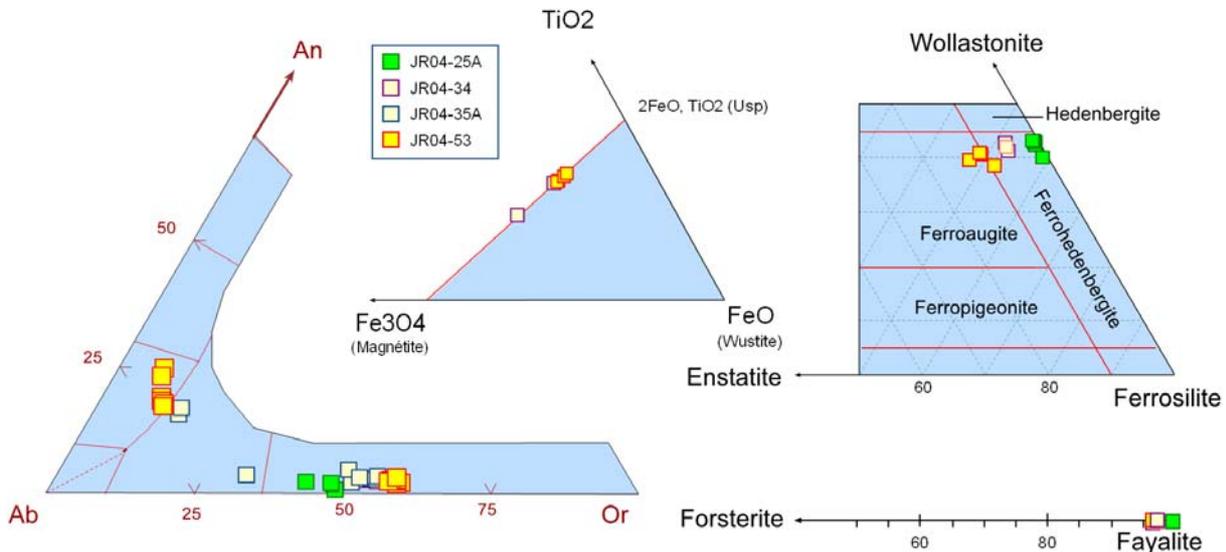


Figure III-27 : Minéralogie des rhyolites du *Cerro Sarpullido* et de la *Sierra San Antonio*.

Du point de vue minéralogique, les rhyolites sont beaucoup plus porphyriques que les ignimbrites. Les cristaux les plus abondants sont, là encore, les feldspaths qui se présentent sous forme de cristaux automorphes ($> 500 \mu$), mais souvent craquelés. De plus, contrairement aux ignimbrites où seul le feldspath alcalin était présent, des cristaux de plagioclase sont parfois observés dans les rhyolites. Leurs compositions évoluent de l'oligoclase ($An_{24}Ab_{68}Or_8$) jusqu'à la limite avec le champ des anorthoses ($An_{17}Ab_{72}Or_{11}$). C'est le cas en particulier d'une des coulées du *Sarpullido* située dans le haut de la séquence (JR04-35A) et d'une rhyolite de la *Sierra San Antonio* (JR04-53). Les feldspaths alcalins associés à ces plagioclases ont des teneurs en orthose supérieures à celles des sanidines des ignimbrites (comparer les diagrammes des Fig. III-24 et Fig. III-27). Les feldspaths alcalins des rhyolites renferment en outre entre 1% et 2% de baryum. Dans les autres échantillons de rhyolite, le feldspath alcalin est présent seul et ses compositions sont comprises entre $An_2Ab_{55}Or_{43}$ et $An_2Ab_{41}Or_{56}$.

Parmi les minéraux ferromagnésiens, la fayalite est généralement bien conservée dans ces liquides rhyolitiques (Fig. III-28) et elle peut atteindre des tailles importantes ($\sim 500 \mu$). Comme pour l'ignimbrite de la région d'*Hermosillo*, elles ont des teneurs en fer très élevées (Fa_{96} - Fa_{98}). Les pyroxènes sont cependant plus abondants. Leur composition varie légèrement depuis des cristaux peu colorés situés à la limite ferroaugite-ferrohedenbergite qui renferment un peu de magnésium ($Wo_{40}En_{12}Fs_{48}$, échantillon JR04-53), jusqu'à des cristaux verts ne contenant plus de magnésium et situés de ce fait sur la ligne Wo-Fs (JR04-25A, Fig. III-27).

Les minéraux opaques sont des microcristaux de magnétite renfermant un peu de titane (12-18%). De petits zircons automorphes leur sont associés.

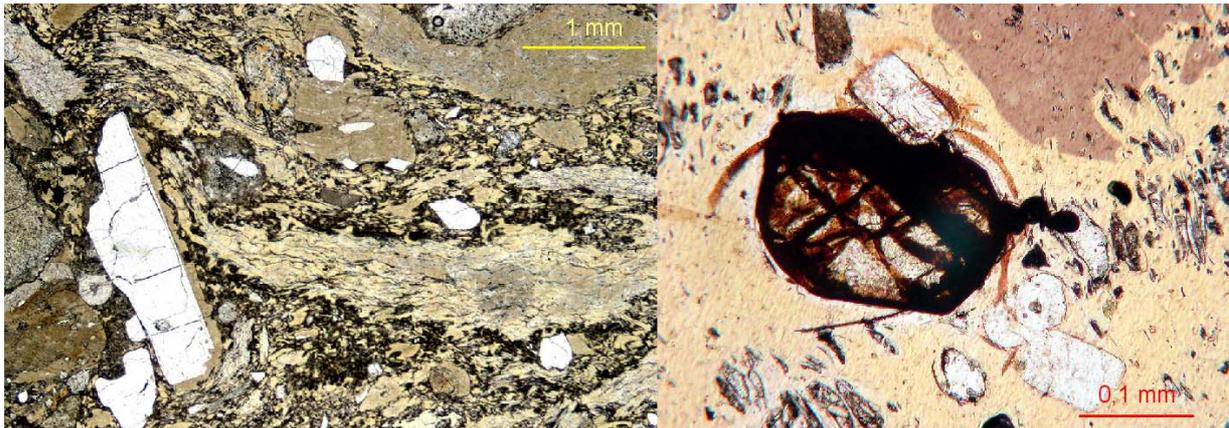


Figure III-28 : Rhyolites du *Cerro Sarpullido*. Photo de gauche, cristal de feldspath alcalin automorphe avec liseré de verre dans le tuf ponceux JR04-35B. Notez l'abondance des fragments de rhyolite perlitique et la couleur jaune des petits fragments de ponces. Photo de droite, cristal de fayalite relativement frais dans la rhyolite JR04-34. Les différences de couleur sont liées ici à des différences de vésiculation du verre volcanique.

Les analyses de verre volcanique révèlent des différences de composition notables. Le verre de la rhyolite de la *Sierra San Antonio* (JR04-53) est parfaitement transparent et de nature perlitique. Il se caractérise [1] par des teneurs élevées en eau (teneurs déduites du programme de calcul de la microsonde) de l'ordre de 7% ; [2] des pourcentages en sodium faibles d'environ 2% et [3] des teneurs très élevées (5-6%) en potassium. Les verres des trois autres rhyolites sont de couleur beige et ont des teneurs en eau beaucoup plus faibles (~ 2%), alors même que ces verres présentent aussi des fractures perlitiques (JR04-25A). Ils ont des compositions très homogènes avec des teneurs en silice de l'ordre de 75%, en alumine d'environ 12% et des pourcentages en potassium toujours beaucoup plus élevés que celles en sodium (~ 5% et ~ 2%, respectivement). On peut également noter que dans la rhyolite trempée (JR04-25A, [Fig. III-26](#)) les différences de composition entre le verre jaune clair et le verre plus sombre des parties centrales sont minimales, mais systématiques : on observe une perte de calcium et de sodium dans les bordures trempées et un gain en potassium.

En conclusion, il est important de souligner la présence dans le groupe des rhyolites, en particulier dans celles du secteur sud, de laves ayant des caractéristiques minéralogiques différentes de celles des roches hyperalcalines (ignimbrites ou rhyolites). C'est plus particulièrement le cas de la rhyolite JR04-53 de la *Sierra San Antonio*, qui renferme, associés aux fayalites et feldspaths alcalins qui sont les minéraux symptomatiques des magmas hyperalcalins, des plagioclases (oligoclase) et des pyroxènes plus magnésiens de type ferroaugite. On peut remarquer, que les compositions de ces phases minérales sont similaires à celles des minéraux (pyroxènes + plagioclase) formant l'auréole de réaction du liquide hyperalcalin autour de la hornblende dans le vitrophyre du *Cerro La Sonora* (voir [Fig. III-24](#)). Par ailleurs, comme nous l'avons vu dans ce qui précède, les rhyolites hyperalcalines sont pauvres en eau et riches en fer, ce qui explique la coloration brune de leur verre, alors que les rhyolites calco-alcalines sont plus riches en eau, et possèdent des verres transparents. Les caractéristiques particulières de la rhyolite de la *Sierra San Antonio* conduit à considérer cette roche **comme un liquide hybride**.

II-4. Les “dacites” du Miocène terminal

Comme nous l’avons vu dans la partie description des affleurements, les unités ignimbritiques sont recouvertes, dans la région comprise entre *La Colorada* et la *Sierra San Antonio*, par des coulées de laves sombres, vitreuses et porphyriques. La minéralogie de ces laves est très différente de celle des roches hyperalcalines puisqu’elles sont constituées par une association plagioclase + pyroxènes + minéraux opaques plutôt caractéristique de magmas calco-alcalins (Gill, 1981). Le terme de dacite que nous utilisons ici n’a pour le moment qu’une valeur descriptive, la nature exacte de ces roches sera précisée par la géochimie. Les observations en lames minces montrent que les phénocristaux sont rarement isolés mais le plus souvent regroupés en agrégats polycristallins millimétriques. La matrice est entièrement vitreuse et de couleur brun clair. Dans les bases de coulées les fractures perlitiques du verre témoignent encore une fois d’une mise en place sur un substrat riche en eau. Quatre échantillons de ce type de lave ont été étudiés à la microsonde électronique afin de préciser la composition des phases minérales.

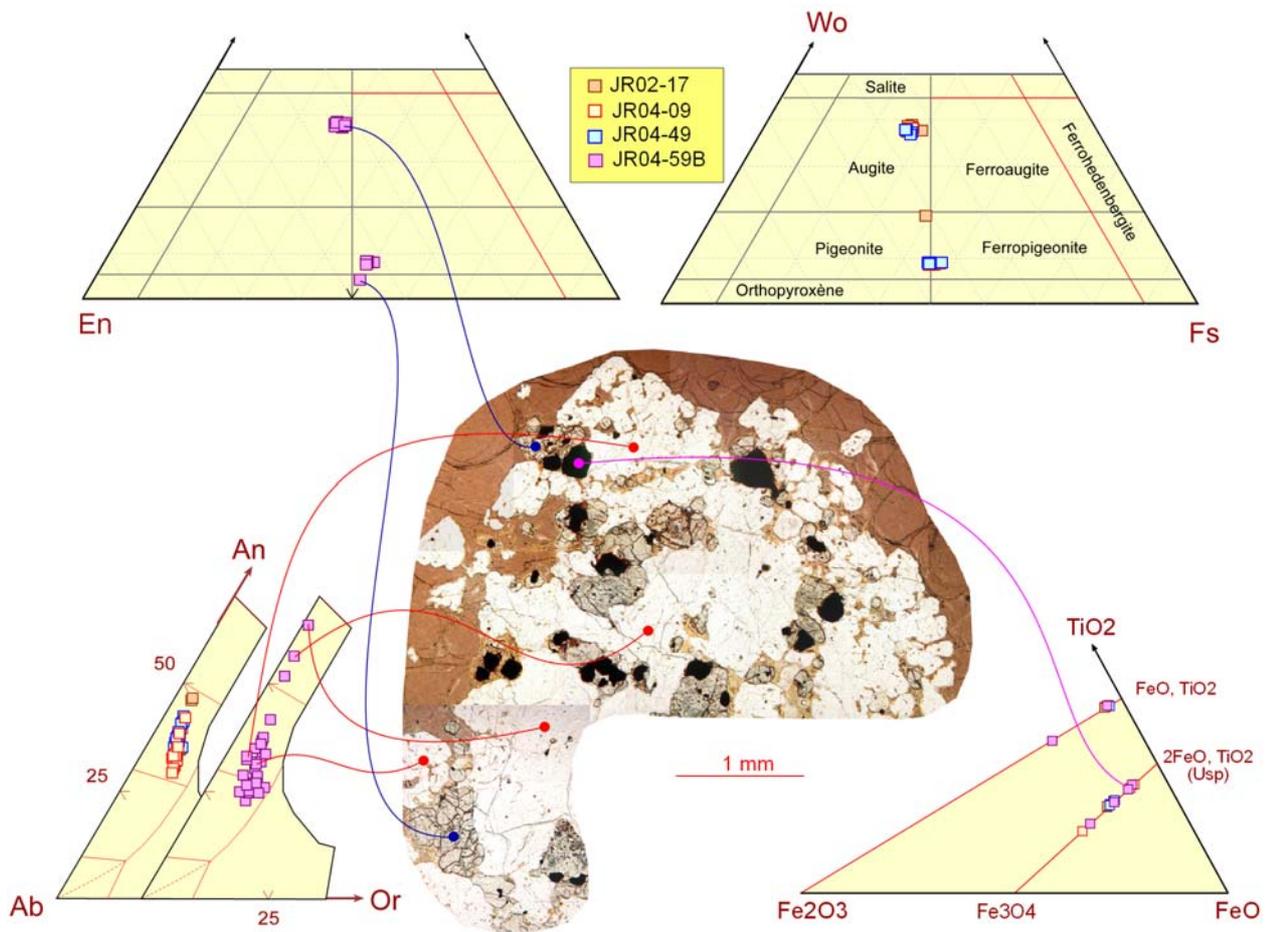


Figure III-29 : Minéralogie des laves dacitiques du *Cerro Sarpullido* et de la *Sierra San Antonio*. Au centre photo d’un agrégat à plagioclase–augite–pigeonite–opaques, typique de ce type de lave. Notez la matrice vitreuse perlitique de cet échantillon, qui a de ce fait des teneurs en eau élevées, l’aspect caverneux des plagioclases périphériques qui ont englobé une quantité importante de liquide, alors que les plagioclases plus calciques du centre en sont exempts.

Les feldspaths ont en général des tailles importantes (1 à 6 mm). Ils ont des morphologies subautomorphes avec des contours irréguliers arrondis, une zonation marquée et des textures cavernueuses liées à la présence de larges inclusions vitreuses (Fig. III-29). Il s'agit de plagioclases relativement pauvres en calcium se disposant dans le champ de l'andésine ($An_{46}Ab_{50}Or_4$ à $An_{31}Ab_{61}Or_8$). Dans l'échantillon provenant du sommet de la *Sierra San Antonio*, des compositions plus calciques (labrador An_{63-53}) ont été obtenues au cœur des cristaux d'un agrégat (Fig. III-29), alors que les plagioclases sont globalement plus pauvres en calcium dans cet échantillon et se situent à la limite oligoclase-andésine.

Les pyroxènes constituent l'autre composant fondamental des agrégats. De forme subautomorphe (< 1 mm) ils présentent parfois une légère coloration verte et des signes d'instabilité soulignés par des exsolution d'opaques dans les clivages (Fig. III-29). Les analyses microsonde montrent qu'il s'agit d'augites riches en fer et relativement pauvres en calcium ($Wo_{36-38}En_{33-35}Fs_{26-29}$). Des clinopyroxènes pauvres en calcium, se situant à la limite entre le champ de la pigeonite et celui de la ferropigeonite ($Wo_{7-8}En_{43-45}Fs_{45-47}$), sont également présents. Les compositions des pyroxènes sont remarquablement homogènes au sein d'une même lame, comme d'un échantillon à l'autre. Leur richesse en fer est symptomatique du degré de différenciation de ces liquides dacitiques. Le géothermomètre de Lindsley (1983) appliqué aux cristaux des agrégats présents dans la dacite JR04-59B permet d'estimer la température de cristallisation de ces assemblages plagioclases-pyroxènes-opaques : il donne des températures de l'ordre de 950°C.

Les minéraux opaques, sont abondants aussi bien dans les agrégats, qu'associés aux pyroxènes isolés dans la lave. Ils sont parfois de grande taille (~ 400 μ). Il s'agit principalement de titanomagnétite mais des ilménites sont également présentes. Le géothermomètre magnétite-ilménite (Carmichael, 1967) fournit des températures voisines de 950°C, en bon accord avec celles obtenues avec les pyroxènes. Il convient de signaler, enfin, la relative abondance d'aiguilles d'apatite, pouvant atteindre jusqu'à 1 mm, dans le verre en bordure des agrégats.

La matrice de ces roches est vitreuse et ne renferme, sauf dans l'échantillon perlitique JR04-59B, que de minuscules cristallites et petits granules opaques impliquant une montée en surface rapide et un refroidissement final très brutal. Les phénocristaux de plagioclase renferment de nombreuses inclusions de verre ce qui indique des vitesses de croissance rapides dans le réservoir en profondeur. Le verre de la matrice a une composition rhyolitique avec des teneurs élevées en fer et en alcalins, mais faibles en MgO, CaO et TiO₂ (Fig. III-30). Les pourcentages en eau, déduits des analyses microsonde, sont faibles (1,5 %), mais la dacite à texture perlitique de la *Sierra San Antonio* (JR04-59B) en renferme environ 6 % ce qui témoigne d'une incorporation importante d'eau lors du phénomène de trempe.

Si l'on compare la composition des verres des andésites-dacites à celles des verres des ignimbrites ou des rhyolites, on constate qu'ils se disposent selon une même lignée, ce qui sous-entend un lien de parenté entre toutes ces roches. L'évolution de la composition des verres volcaniques se fait par diminution de tous les éléments compatibles comme le magnésium, le calcium et le fer, avec l'augmentation des teneurs en silice. Le fer montre une diminution

régulière des dacites aux rhyolites (Fig. III-30). Les éléments qui jouent le rôle le plus important dans le fractionnement de liquides aussi différenciés sont évidemment les alcalins et l'alumine. Les teneurs en alumine restent relativement constantes autour de 13 %. Parmi les alcalins, le comportement du sodium et du potassium est très différent. Le sodium, comme l'aluminium, montre de faibles variations avec des teneurs oscillant autour de 2,5 %. Le potassium, au contraire, commence par augmenter, des dacites vers les rhyolites, puis chute à partir de 77 %, ce qui est lié bien sûr à une cristallisation importante de feldspath alcalin dans les liquides différenciés. Deux autres remarques peuvent être faites à partir de ces diagrammes binaires. Les verres de la dacite JR04-59B se distinguent par des teneurs très basses en potassium par rapport aux autres roches du groupe. Cet échantillon, comme nous l'avons vu, est le seul à présenter une matrice vitreuse perlitique très riche en eau. Il y a sans aucun doute une relation entre cette perte d'environ 2 % de potassium et l'hydratation du verre volcanique lors de la trempe. Le deuxième élément que l'on peut souligner ce sont les différences de composition qui se manifestent, dans la dacite JR02-17, entre les inclusions vitreuses piégées dans le plagioclase - plus riches en alumine et plus pauvres en sodium - et le verre de la matrice (Fig. III-30).

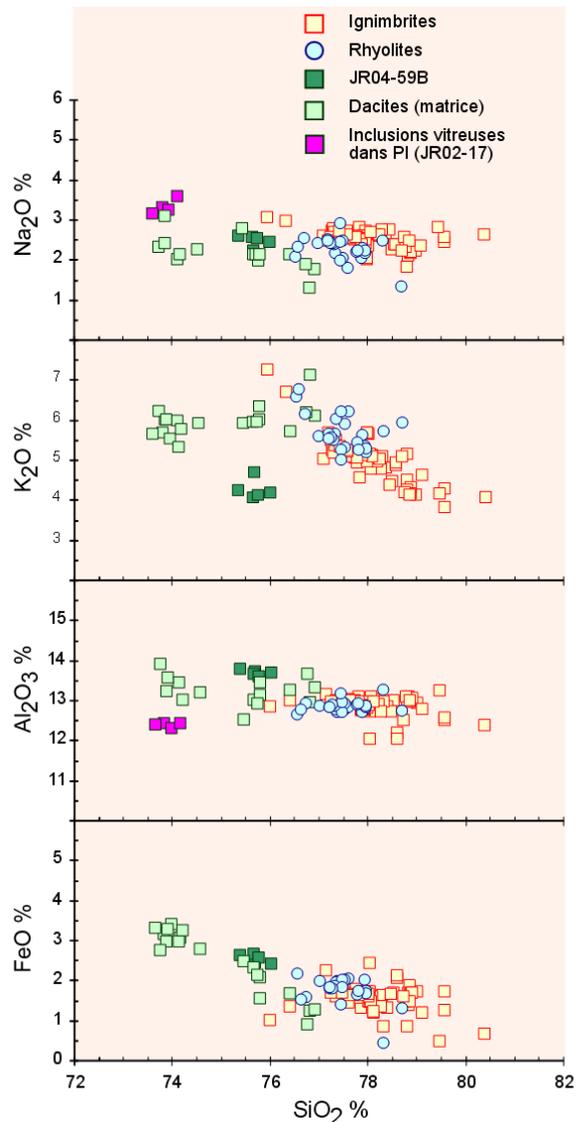


Figure III-30 : Evolution de la composition des verres volcaniques dans les roches dacitiques et rhyolitiques (ignimbrites et dômes de lave) miocène moyen du Sonora central.

II-5. Les basaltes affleurant sous l'ignimbrite de la région d'Hermsillo

Les affleurements situés au NW d'*Hermsillo* sont plus particulièrement intéressants par le fait qu'il s'agit du seul endroit où l'on observe, sous l'ignimbrite et sans discordance entre les deux, des coulées de basalte. Les âges identiques obtenus par les datations ⁴⁰Ar/³⁹Ar confirment que ces deux événements appartiennent à une même séquence éruptive de type bimodale et d'âge miocène moyen (Vidal Solano *et al.*, 2005b). L'un de ces basaltes (H99-50) a été étudié en détail à la microsonde. Il s'agit d'une lave porphyrique renfermant des phénocristaux de plagioclase, olivine et pyroxène, enfermés dans une matrice finement cristallisée au sein de laquelle se distinguent, en dehors des microlites de plagioclase, des

amphiboles, des micas et des minéraux opaques. Nous présentons brièvement ci-dessous les compositions des différentes phases minérales qui permettent d'apporter un premier éclairage sur la nature de ces basaltes.

Les plagioclases cristallisent tout à la fois en phénocristaux, microcristaux et microlites dans la mésostase. Les phénocristaux ont des compositions de labrador (An_{65} à An_{58}) alors que les cristaux de plus petite taille et les microlites évoluent régulièrement vers des compositions plus sodiques (An_{37}). Les minéraux ferromagnésiens formant les phases intratelluriques sont des olivines et des pyroxènes (Fig. III-31). Les olivines correspondent à des cristaux de petite taille. Elles ont des compositions homogènes et relativement riches en fer (FO_{56-50}). Les clinopyroxènes sont eux riches en magnésium et en calcium ($WO_{43-45}En_{43-38}Fs_{14-16}$) ce qui les placent à la limite entre les salites et les augites sur le diagramme Wo-En-Fs.

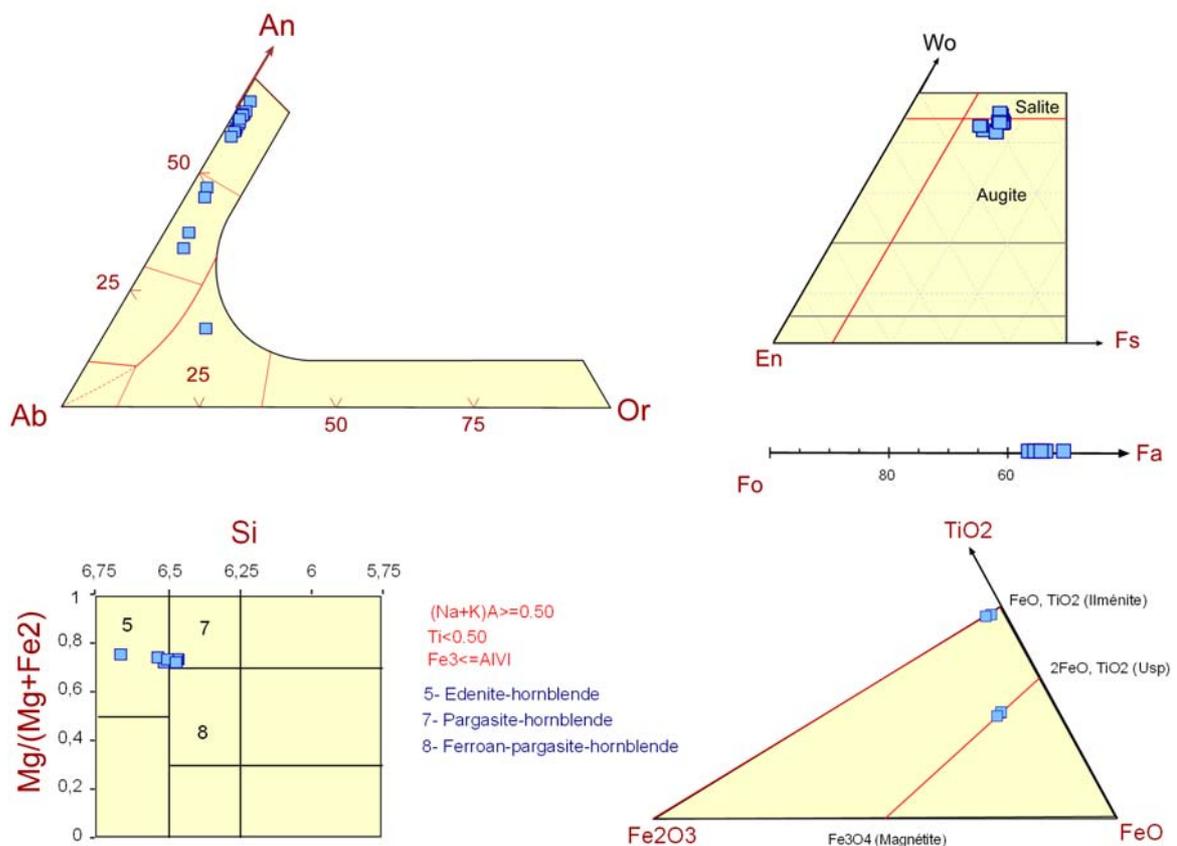


Figure III-31 : Minéralogie d'un basalte (H99-50) situé à la base de l'ignimbrite du *Cerro Las Cuevitas*, près d'Hermosillo (voir localisation sur la Fig. III-8)

Dans la matrice finement cristallisée, s'observent des cristaux aciculaires d'amphibole. Il s'agit d'une amphibole calcique et magnésienne [$Mg/(Mg+Fe) = 0,70-0,73$], mais également riche en titane (~ 4 %) et en alcalins (2,8 % de sodium et 1,4 % de potassium). La répartition des cations dans les différents sites, déduite de la formule structurale, classe ce minéral dans la famille des pargasites-hornblendes (Fig. III-31). Des micas très pléochroïques sont également présents comme phase de fin de cristallisation. Leurs $Mg\#$ élevés (71-67) les situent à la limite entre les phlogopites et les biotites magnésiennes. Ces minéraux sont également très riches en

titane (~ 6 %). Parmi les minéraux opaques de la matrice, sont présents à la fois de la titanomagnétite et de l'ilménite, ce qui nous a permis d'estimer les températures de fin de cristallisation de ce basalte. Le géothermomètre de [Carmichael \(1967\)](#) donne des températures de l'ordre de 950° C pour des fugacités d'oxygène de $\log fO_2 = -12$. Les phases minérales présentes dans la matrice soulignent la richesse en titane et en alcalins du liquide résiduel, ce qui est plutôt une caractéristique de basaltes alcalins.

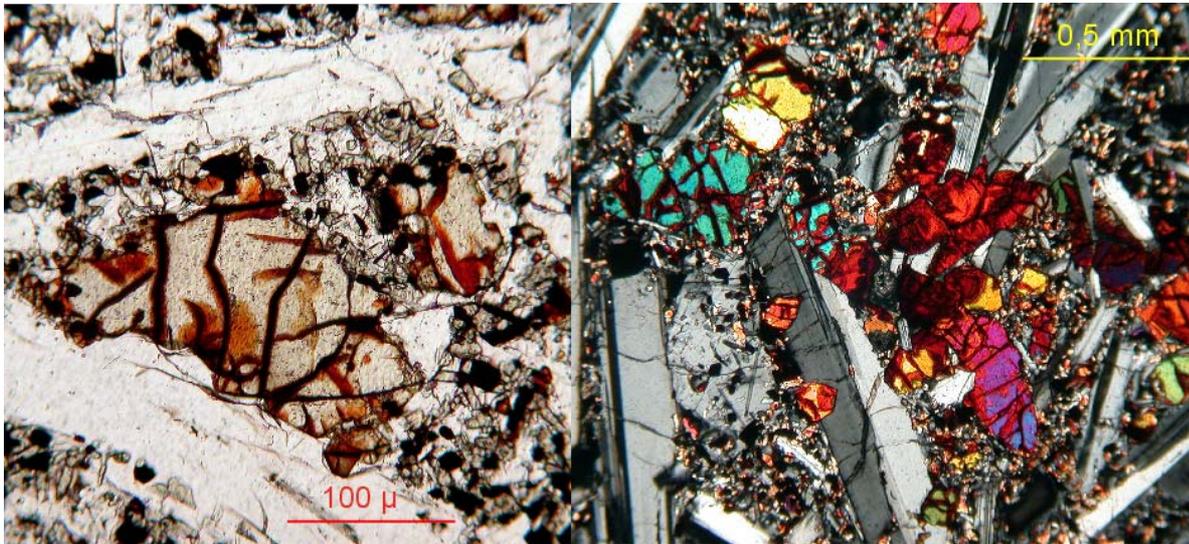


Figure III-32 : Basalte (H96-1) affleurant à la base de l'ignimbrite du *Cerro Las Cuevitas*, au NNW d'Hermsillo. Notez la texture intergranulaire de ce basalte. Les phénocristaux sont principalement des olivines partiellement iddingsitisées et des lattes de plagioclase. Les pyroxènes sont principalement présents dans la matrice avec des granules d'opacques et du feldspath.

II-6. Conclusion à l'étude minéralogique

Les données minéralogiques que nous venons de présenter permettent d'apporter un certain nombre de précisions concernant les caractéristiques des laves constituant les séquences miocènes de la région du Sonora central.

- ✓ Les laves de la séquence miocène inférieur que nous avons échantillonnées présentent des caractéristiques de laves calco-alcalines avec des associations à plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène + amphibole. Nous avons vu par ailleurs que, comme c'est souvent le cas pour les roches de composition intermédiaire de la série calco-alcaline, des phénomènes de mélange de magma sont communs. Ils se matérialisent par la présence d'olivine résorbée et entourée par une auréole de réaction constituée par les minéraux à l'équilibre dans le liquide c'est-à-dire l'assemblage plagioclase + clinopyroxène + orthopyroxène. L'objectif essentiel de notre travail étant les séquences volcaniques du Miocène moyen à terminal, nous n'avons étudié que quelques échantillons de cette séquence miocène inférieur et ceci, essentiellement pour souligner les différences entre ce volcanisme calco-alcalin "ancien" et les laves Miocène supérieur (~ 10 Ma) qui recouvrent les ignimbrites hyperalcalines.

- ✓ Ces ignimbrites forment, dans la région du Sonora central des affleurements assez continus ce qui a permis de préciser, non seulement leur position stratigraphique, mais également les différents lithofaciès qui constituent une unité ignimbritique. Minéralogiquement, les ignimbrites présentent des caractéristiques tout à fait particulières par rapport aux autres manifestations volcaniques du secteur. L'association minérale comprenant feldspath alcalin + fayalite + pyroxène vert (ferrohédénbergite) est similaire à celle que nous avons décrite dans le secteur du *Pinacate*. De telles associations caractérisent les liquides hyperalcalins. La présence fréquente de verres perlitiques, parfois très riches en eau, indique que certaines de ces manifestations sont arrivées dans des lacs, en particulier celles qui sont situées entre la *Sierra San Antonio* et la *Sierra Libre*. Cette zone était donc déjà le siège de phénomènes d'étirement important avant 12 Ma et ce rift était très probablement occupé par des lacs.
- ✓ Les laves “dacitiques” vitreuses qui recouvrent les ignimbrites hyperalcalines en de nombreux secteurs du Sonora central, comme à la *Sierra Lista Blanca* où elles ont été datées (~ 11-10 Ma), ont des caractéristiques minéralogiques très différentes de celles des laves de la séquence calco-alcaline Miocène inférieur. Leurs plagioclases sont en effet peu calciques (andésine) et ils se caractérisent par une très grande abondance d'inclusions vitreuses. L'incorporation de liquide dans les cristaux indique une cristallisation rapide, qui est le signe d'une augmentation de température liée à l'intrusion d'un magma basique, et/ou d'une convection active dans un réservoir de grande taille (Couch *et al.*, 2001). Les minéraux ferromagnésiens sont exclusivement des pyroxènes riches en fer, de type augite – ferroaugite + pigeonite. L'absence d'amphibole indique que ces liquides sont pauvres en eau. Les phénocristaux sont groupés en agrégats, résultat d'une importante étape de cristallisation en profondeur, tandis que la matrice exclusivement vitreuse souligne une montée extrêmement rapide et un refroidissement brutal en surface qui ont empêché le développement de microlites.
- ✓ Les basaltes du Miocène moyen sont relativement rares dans le secteur que nous avons étudié. Dans la région d'*Hermosillo* des basaltes de nature “alcaline” (d'après les données minéralogiques, ce caractère devra être précisé par les données chimiques) ont donné un âge strictement identique à celui de l'ignimbrite qui le surmonte, soulignant par la même que le volcanisme acide hyperalcalin constitue, avec ces basaltes, une séquence bimodale. Les volumes plus importants de basaltes tholéitiques qui affleurent en bordure de la *Sierra Santa Ursula* sont plus récents (< 10 Ma, Paz-Moreno, 1992 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2000). Les phénomènes d'effondrement du *Valle de Guaymas* se sont poursuivis après leur mise en place comme l'indique le basculement actuel des mesas basaltiques.

Les données chimiques (majeurs, traces) vont nous aider à définir le caractère sériel de ces laves. Les données isotopiques (Sr, Nd et Pb) nous permettront ensuite de préciser leur origine, leur évolution pétrogénétique et leur signification géodynamique.

Volcanisme miocène inférieur											Volcanisme miocène moyen du Sonora Central (< 13Ma)																				
Echantillon	JR02-78		JR02-77		JR02-96		H95-12		JR02-27A		JR03-11		JR04-39		Séquence volcanique de la région sud																
	AB	AB	A	A	A	A	D	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R									
Localité	SMH	SMH	SMH	H	CP	SMH	MD	Cha	LB	MD	CS	CS	MD	MD	CS	CS	CH	MD	JR03-1	JR04-9	JR04-30A	JR04-37B	JR03-10B	JR03-9	JR04-32	JR04-35A	JR02-19	JR03-10A			
MAJEURS %	SiO ₂	55.16	56.86	57.08	59.32	60.09	63.99	73.79	61.41	65.26	72.63	72.65	73.30	73.57	73.60	73.74	74.18	74.31	74.95	61.41	65.26	72.63	72.65	73.30	73.57	73.60	73.74	74.18	74.31	74.95	
	TiO ₂	0.84	0.81	0.82	0.94	0.77	0.42	0.08	0.85	0.94	0.13	0.13	0.15	0.16	0.17	0.13	0.14	0.24	0.16	0.85	0.94	0.13	0.13	0.15	0.16	0.17	0.13	0.14	0.24	0.16	
	Al ₂ O ₃	18.46	17.16	16.00	16.96	15.88	15.82	12.44	13.34	14.24	12.72	12.22	12.61	12.27	11.89	11.80	11.75	12.89	11.98	13.34	14.24	12.72	12.22	12.61	12.27	11.89	11.80	11.75	12.89	11.98	
	Fe ₂ O ₃	4.71	3.62	3.10	4.83	3.58	2.43	1.17	9.97	5.46	1.77	1.85	2.36	1.72	0.80	1.74	1.80	2.09	1.62	9.97	5.46	1.77	1.85	2.36	1.72	0.80	1.74	1.80	2.09	1.62	
	FeO	2.46	3.03	2.87	0.55	1.80	0.94	0.46	2.90	3.17	0.23	0.47	0.12	0.06	0.85	0.86	0.83	0.39	0.06	2.90	3.17	0.23	0.47	0.12	0.06	0.85	0.86	0.83	0.39	0.06	
	MnO	0.12	0.12	0.12	0.08	0.11	0.08	0.04	0.11	0.10	0.03	0.04	0.09	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.03	0.11	0.10	0.03	0.04	0.09	0.03	0.04	0.03	0.03	0.07	0.03	
	MgO	3.61	4.36	3.91	2.22	2.96	1.13	<L.D.	1.00	1.03	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.10	0.09	<L.D.	<L.D.	0.15	0.08	1.00	1.03	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.10	0.09	<L.D.	<L.D.	0.15	0.08	
	CaO	7.27	6.61	7.59	6.66	5.88	2.90	0.67	2.22	2.95	0.50	0.76	0.34	0.58	0.55	0.63	0.58	0.51	0.50	2.22	2.95	0.50	0.76	0.34	0.58	0.55	0.63	0.58	0.51	0.50	
	Na ₂ O	3.69	3.58	3.39	4.00	3.28	3.59	3.14	3.12	3.86	3.49	4.09	3.23	3.81	3.81	2.96	3.12	3.85	3.35	3.12	3.86	3.49	4.09	3.23	3.81	3.81	2.96	3.12	3.85	3.35	
	K ₂ O	1.93	2.20	2.74	2.74	2.94	3.34	5.14	3.48	3.93	5.19	3.93	6.00	4.58	3.83	5.42	5.08	5.00	4.72	3.48	3.93	5.19	3.93	6.00	4.58	3.83	5.42	5.08	5.00	4.72	
	P ₂ O ₅	0.35	0.29	0.36	0.42	0.25	0.18	<L.D.	0.22	0.26	<L.D.	<L.D.	0.04	0.04	0.03	<L.D.	<L.D.	0.08	0.03	0.22	0.26	<L.D.	<L.D.	0.04	0.04	0.03	<L.D.	<L.D.	0.08	0.03	
	H ₂ O ⁺	0.34	0.16	0.22	0.45	0.31	3.83	---	1.85	---	---	---	---	1.00	3.35	---	---	0.15	1.16	1.85	---	---	---	---	1.00	3.35	---	---	0.15	1.16	
	H ₂ O	1.33	0.73	0.71	0.22	1.27	0.14	---	0.12	---	---	---	---	1.47	0.04	---	---	0.32	0.12	0.12	---	---	---	---	1.47	0.04	---	---	0.32	0.12	
	LOI	---	---	---	---	---	---	3.87	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	3.87	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	
Total		100.27	99.73	98.91	99.39	99.12	98.79	100.93	100.59	103.26	100.34	100.41	99.32	99.39	99.05	101.30	100.85	100.05	98.78												
Norme CIPW	Qz	3.71	5.50	5.90	8.82	12.55	22.21	34.35	17.25	16.36	31.17	32.02	29.77	32.59	36.13	33.89	34.73	30.39	36.25	17.25	16.36	31.17	32.02	29.77	32.59	36.13	33.89	34.73	30.39	36.25	
	Or	11.55	13.14	16.51	16.38	17.79	20.79	31.25	20.83	22.94	31.61	24.08	36.03	27.89	23.63	32.88	30.74	29.64	28.58	20.83	22.94	31.61	24.08	36.03	27.89	23.63	32.88	30.74	29.64	28.58	
	Ab	31.64	30.62	29.25	34.26	28.43	32.01	27.36	26.75	32.23	30.47	35.88	27.79	33.23	33.67	25.69	27.10	32.69	29.05	26.75	32.23	30.47	35.88	27.79	33.23	33.67	25.69	27.10	32.69	29.05	
	An	28.48	24.52	20.75	20.48	20.41	14.05	3.24	9.85	9.79	2.37	3.52	1.46	2.72	2.67	3.01	2.75	2.07	2.36	9.85	9.79	2.37	3.52	1.46	2.72	2.67	3.01	2.75	2.07	2.36	
	Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Ac	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Ns	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Di	4.93	5.66	12.67	8.66	6.55	0.00	0.00	0.00	2.72	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.72	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Hyp	15.23	16.45	10.85	7.00	10.61	7.12	2.44	18.60	11.27	2.82	3.18	3.45	2.43	2.38	3.42	3.40	3.38	2.23	18.60	11.27	2.82	3.18	3.45	2.43	2.38	3.42	3.40	3.38	2.23	
	Ol	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
	Mt	1.48	1.43	1.26	1.08	1.12	0.72	0.34	2.62	1.74	0.41	0.48	0.50	0.36	0.36	0.50	0.50	0.50	0.34	2.62	1.74	0.41	0.48	0.50	0.36	0.36	0.50	0.50	0.50	0.34	
	Ilm	1.62	1.56	1.59	1.81	1.50	0.84	0.16	1.64	1.77	0.25	0.26	0.30	0.31	0.34	0.25	0.27	0.46	0.31	1.64	1.77	0.25	0.26	0.30	0.31	0.34	0.25	0.27	0.46	0.31	
	Ap	0.84	0.69	0.87	1.01	0.61	0.45	0.07	0.53	0.60	0.07	0.07	0.11	0.10	0.07	0.07	0.07	0.19	0.07	0.53	0.60	0.07	0.07	0.11	0.10	0.07	0.07	0.07	0.19	0.07	
	Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.49	0.58	0.89	0.00	0.55	0.00	0.27	0.08	0.57	0.00	0.14	0.39	0.53	0.89	0.00	0.55	0.00	0.27	0.08	0.57	0.00	0.14	0.39	0.53	
	Mg#	53.30	58.81	59.40	48.98	55.52	43.35	12.27	15.14	21.27	10.39	9.03	8.61	11.64	10.83	8.61	8.61	12.27	10.04	15.14	21.27	10.39	9.03	8.61	11.64	10.83	8.61	8.61	12.27	10.04	
Traces ppm	Rb	43	43	51	44	85	132	124						181	186		156	178	43	43	51	44	85	132	124						
	Sr	951	848	1015	2240	815	647	186						13	20		34	10		951	848	1015	2240	815	647	186					
	Ba	1019	2119	1085	1462	940	1156	1032						39	53		467	35		1019	2119	1085	1462	940	1156	1032					
	Co	22	25	23	14	17	8	34						2	2		3	2		22	25	23	14	17	8	34					
	Cu	16	27	37	52	18	8	14						3	2		7	2		16	27	37	52	18	8	14					
	Cr	21	35	32	25	31	75	6						6	8		20	6		21	35	32	25	31	75	6					
	Ni	10	26	17	17	14	65	10						6	3		9	2		10	26	17	17	14	65	10					
	V	165	172	165	100	147	37	89						3	3		26	2		165	172	165	100	147	37	89					
	Zn	83	81	65	87	62	58	118						61	85		112	60		83	81	65	87	62	58	118					
	Zr	178	165	196	248	191	240	424						351	336		507	320		178	165	196	248	191	240	424					
	Y	23	17	22	21	20	12	46																							

III.- Caractéristiques chimiques du volcanisme miocène moyen du Sonora central

Quarante trois échantillons de laves provenant de la région du Sonora central ont été analysés pour définir les signatures géochimiques des séquences volcaniques identifiées (**Tableau III-2**). Une partie des analyses de majeurs et de traces a été réalisée par M.O. Trenz au CEREGE (Université Paul Cézanne, Marseille), l'autre partie par le service d'analyse des roches et minéraux du Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique, à Nancy. A partir de ces premiers résultats, vingt cinq de ces échantillons ont été sélectionnés pour détermination des terres rares et autres éléments traces par ICP-MS, au laboratoire d'analyses chimiques de Grenoble (analyste F. Keller) et au laboratoire **ALS Chemex** (Vancouver, Canada)

III-1. Chimie des majeurs et des traces

Dans un premier temps, nous définirons l'identité chimique des principales séquences que nous avons reconnues sur le terrain - séquence miocène inférieur, groupe des ignimbrites et des rhyolites hyperalcalines, laves vitreuses porphyriques chapeautant les ignimbrites et basaltes - afin de préciser la nomenclature de ces différentes roches. Les diagrammes de terres rares et les diagrammes multiéléments nous permettront ensuite de souligner les relations et les évolutions qui se manifestent au sein des différentes séquences miocènes.

III-1.a. Caractérisation chimique des séquences miocènes

Les roches du miocène inférieur qui affleurent sous les ignimbrites hyperalcalines ont principalement des compositions de roches intermédiaires ($\text{SiO}_2 = 55-67\%$) mais, comme nous l'avons vu dans la partie pétrographie-minéralogie, ces laves sont très souvent des liquides mixtes correspondant à des mélanges entre un composant acide et un liquide basaltique. Elles se répartissent sur le diagramme TAS dans le domaine sub-alcalin (**Fig. III-33A**) et correspondent à une série calco-alcaline, comme en attestent les valeurs du rapport $\text{FeO}^t / \text{MgO}$ (**Fig. III-33C**), des teneurs élevées en Sr (647-2240 ppm), Ba (940-2119 ppm) et faibles en Nb (**Tableau III-2**). Elles se rangent, en raison de leurs pourcentages élevés en K_2O , dans le domaine des séries fortement potassiques (**Fig. III-33B**) et forment une série allant des andésites basaltiques aux andésites-dacites. L'échantillon le plus différencié de la série correspond à une rhyolite microponcifiée (à plagioclase, quartz, biotite et minéraux opaques) qui affleure sous les dépôts de pentes et les ignimbrites hyperalcalines à la *Mina Divisadero* (voir **Fig. III-12**). Les diagrammes de Harker (**Fig. III-34**) montrent une corrélation négative du MgO , CaO , FeO^t et Co avec la silice et une corrélation positive du K_2O et du Rb. Les autres éléments, en particulier le Ba, ont une forte dispersion et une absence de corrélation avec la silice.

Les ignimbrites du Miocène moyen (~ 12 Ma) et les dômes qui affleurent dans le secteur sud, au *Cerro Sarpullido* et dans la *Sierra San Antonio*, possèdent des associations minérales semblables (en dehors de la présence de quartz dans les rhyolites) et typiques de magmas hyperalcalins. Ces deux types de roches sont de composition rhyolitique (> 72 % de SiO_2), riches en alcalins (7-9 %) mais relativement pauvres en Al_2O_3 (~ 12 %). Les teneurs en

potassium sont le plus souvent supérieures à celles de sodium (**Tableau III-2**). Dans certains cas cependant les deux alcalins ont des concentrations voisines ce qui coïncide avec l'apparition d'acmite dans la norme CIPW. La mobilité du sodium, mise en évidence par le diagramme binaire $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (**Fig. III-34**), peut expliquer l'absence d'acmite dans la norme de la plupart des ignimbrites. Sur le diagramme TAS une légère corrélation négative apparaît entre la silice et la somme des alcalins alors que sur les deux autres diagrammes de classification, les teneurs en K_2O comme le rapport FeO^t/MgO sont extrêmement variables (**Fig. III-33**). Les pourcentages en fer et en alumine classent ces roches hyperalcalines dans la catégorie des

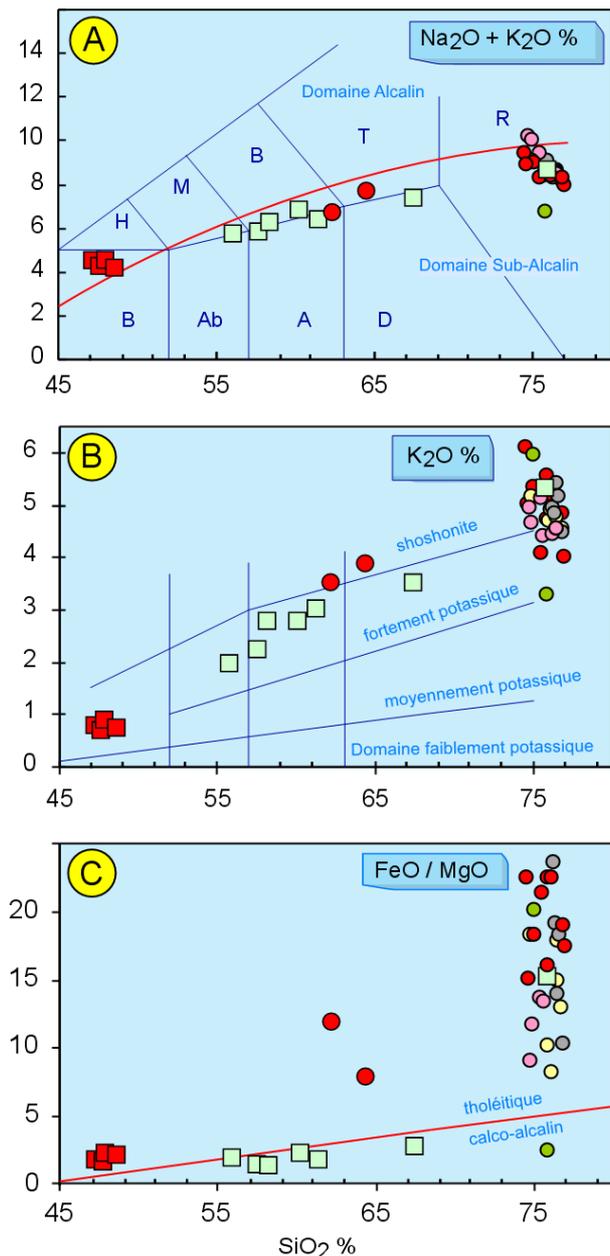


Figure III-33 : Diagrammes de classification chimique des laves du Sonora central. **A.-** Diagramme TAS ; **B.-** Diagramme de [Peccerillo et Taylor \(1976\)](#) ; **C.-** Diagramme de [Miyashiro \(1974\)](#). Mêmes symboles que pour la **Fig. III-34**.

comendites ([Macdonald, 1974](#) ; [Le Maitre, 1989](#)). Ces liquides se caractérisent en outre par des teneurs relativement élevées en Rb et Zr et, à l'inverse, basses en MgO (≤ 0.7), Ca (≤ 1.13), Ba et Co. Les teneurs en Zr et en Rb sont notablement plus élevées que dans la rhyolite calco-alcaline (**Fig. III-34**).

Les coulées porphyriques sombres qui recouvrent les ignimbrites présentent des caractéristiques minéralogiques homogènes c'est pourquoi nous n'en avons analysé que deux, l'une provenant du *Cerro Chapala* et l'autre de la *Sierra Lista Blanca*, où elle a été daté à 11-10 Ma ([Morales-Montaña et al., 1990](#) ; [McDowell et al., 1997](#)). Nous les avons classées, en raison de leur aspect sur le terrain et de leur minéralogie, dans les dacites. Elles ont effectivement des teneurs en silice comprises entre 62 et 65 %. Elles sont pauvres en titane et en magnésium ($< 1\%$) mais par contre très riches en fer (8,5-13 %) ce qui indique une affinité tholéitique. Cependant, la richesse en alcalins (**Fig. III-33**) et plus particulièrement en potassium (3,5-3,8 %) placent ces roches, sur les diagrammes TAS ou K_2O en fonction de SiO_2 , dans le champ des shoshonites ([Le Maitre, 1989](#)). Finalement, la valeur élevée du rapport FeO^t/MgO distingue clairement ces deux roches des andésites-dacites calco-alcalines de la séquence Miocène inférieur. Le terme le plus approprié pour désigner ces roches est en définitive celui d'**islandite** ([Carmichael, 1964](#)), qui désigne les roches intermédiaires de la série tholéitique.

Les basaltes, qui affleurent soit sous l'ignimbrite de la région d'*Hermosillo*, soit au-dessus de celle-ci au *Cerro El Albañil* (Fig. III-11), ont des caractéristiques chimiques très similaires. Ils se placent, sur le diagramme TAS (Fig. III-33), dans le domaine des basaltes alcalins. Ce caractère alcalin est souligné par des teneurs basses en silice (47-48 %), élevées en titane (> 2 %) et en sodium (~ 3,5 %), ainsi que par la présence d'un peu de néphéline dans la norme CIPW (Fig. III-34, Tableau III-2).

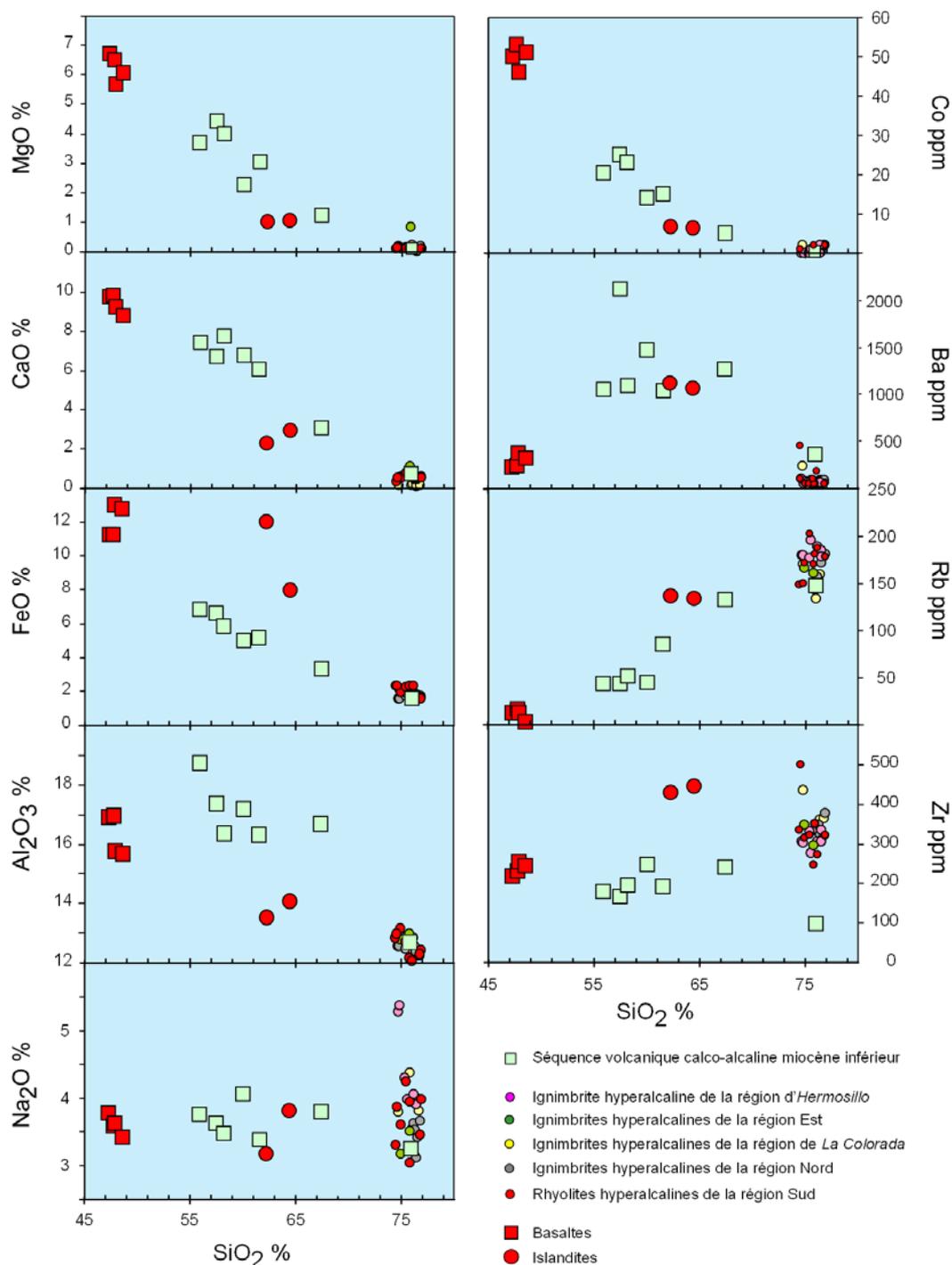


Figure III-34 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs et traces en fonction de la silice, prise comme indice de différenciation.

Volcanisme miocène inférieur					Volcanisme miocène moyen (< 13 Ma)									
Echantillon:	JR02-78	JR02-27A	JR03-11	JR04-39	Séquence volcanique de la région sud									
	AB	A	D	R	JR03-1	JR04-49	JR04-40	JR04-30A	JR04-37B	JR03-9	JR04-32	JR02-19	JR04-35A	
Roche:	AB	A	D	R	I	I	R	R	R	R	R	R	R	
Localité	SMH	CP	SMH	MD	Cha	LB	MD	CS	CS	MD	CS	Cha	CS	
Traces ppm														
Rb	44.1	89.0	145.2	146.9	136.3	134.0	171.0	203.0	149.0	178.0	170.0	148.0	188.0	
Sr	938.8	807.0	683.2	32.3	187.4	195.0	11.4	42.2	0.0	13.8	3.3	31.1	10.0	
Ba	1050.7	1027.5	1257.0	348.2	1116.5	1059.7	36.0	44.6	95.7	48.1	91.0	451.6	170.0	
Co	20.3	14.9	5.0	0.4	6.6	6.5						1.1		
Zr	183.7	173.2	209.2	97.1	428.6	445.0	314.0	321.0	335.0	317.0	246.0	499.2	272.0	
Y	27.7	23.1	13.4	29.9	50.6	55.9	54.5	52.9	12.5	53.1	35.3	50.9	58.4	
Nb	8.9	10.6	11.9	19.2	19.4	19.7	23.2	23.3	21.0	23.7	22.5	22.2	22.4	
Cs	1.2	2.4	4.1	2.1	4.0	3.7	6.8	8.7	4.2	6.6	6.4	2.9	6.8	
Th	8.3	11.2	16.8	8.1	13.5	13.5	19.3	18.1	4.5	18.9	11.6	16.7	20.8	
Ta	0.6	0.7	0.8	1.5	1.4	1.3	1.8	1.8	1.7	1.8	1.8	1.7	1.9	
U	1.4	3.8	4.1	2.4	4.2	4.2	5.7	5.5	4.0	5.7	6.3	4.6	7.3	
Pb	12.7	35.4	22.6	24.3	17.8	17.2	26.8	24.1	586.0	26.8	19.6	54.3	25.9	
Hf	4.5	4.4	4.7	3.8	9.6	10.4	9.5	9.6	10.0	9.5	7.9	11.3	8.5	
REE														
La	39.38	42.34	46.54	29.97	42.86	42.49	58.40	55.20	8.67	56.90	12.30	47.57	55.30	
Ce	74.93	76.04	81.55	61.95	96.01	92.47	122.00	117.00	39.30	118.00	59.30	105.06	119.00	
Pr	9.29	9.44	8.21	7.01	11.42	11.34	14.40	14.00	2.66	13.70	4.16	12.15	14.40	
Nd	36.37	33.82	26.96	24.46	44.82	45.03	51.90	51.10	9.88	50.20	16.90	46.06	54.00	
Sm	6.34	5.99	3.98	5.32	9.54	10.00	10.50	9.73	2.21	9.74	4.37	9.17	10.90	
Eu	1.57	1.43	0.91	0.42	1.83	1.91	0.13	0.14	0.05	0.12	0.23	0.54	0.55	
Gd	5.24	4.70	2.73	4.29	8.28	8.73	9.22	8.62	2.07	8.47	4.36	8.53	9.32	
Tb	0.70	0.66	0.35	0.75	1.37	1.49	1.54	1.45	0.34	1.43	0.82	1.40	1.63	
Dy	4.12	3.49	1.96	4.49	8.57	8.86	9.17	8.42	2.03	8.68	5.12	8.16	9.93	
Ho	0.81	0.71	0.38	0.93	1.78	1.83	1.91	1.84	0.42	1.83	1.11	1.73	2.03	
Er	2.38	2.00	1.15	2.72	5.10	5.21	5.47	5.20	1.24	5.41	3.47	5.08	5.89	
Tm														
Yb	2.21	1.82	1.17	2.89	4.73	5.03	5.24	5.03	1.41	5.12	3.70	4.99	5.70	
Lu	0.36	0.29	0.19	0.43	0.78	0.80	0.80	0.77	0.22	0.78	0.58	0.71	0.87	

Laboratoire Grenoble Grenoble

Ignimbrites hyperalcalines												Basaltes associés	
Echantillon:	Région de La Colorada			Région nord		Région d'Hermosillo					Partie orientale		H96-1 B
	JR03-7	JR02-21A	JR02-11A	JR02-71C	JR02-40	H2-94	H3-94	H96-61	H98-8	H98-5	JR04-12B	JR04-22	
Roche:	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	
Localité	CL	CLS	LC	SMH	SR	H	H	H	H	H	SJP	RY	H
Traces ppm													
Rb	143.0	160.1	134.4	171.0	157.0	180.0	180.0	177.0	189.5	178.0	166.0	160.4	14.0
Sr	0.0	2.7	7.4	1.9	1.6	15.2	14.3	15.1	17.0	14.2	10.2	37.4	482.0
Ba	20.1	19.8	19.4	14.7	33.2	96.0	44.5	72.0	57.5	49.5	61.5	42.4	356.0
Co		0.3		0.3		< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5			42.0
Zr	334.0	360.8	333.6	359.0	329.0	304.0	302.0	331.0	305.0	305.0	348.0	296.6	248.0
Y	25.9	40.6	43.9	40.5	41.0	50.0	49.0	48.0	48.5	49.0	54.5	53.8	40.0
Nb	23.3	26.0	24.7	27.7	22.9	21.0	21.0	22.0	22.0	22.0	23.8	24.8	21.0
Cs	3.3	5.8	6.8	5.1	5.6	3.1	5.5	2.1	6.0	5.2	6.0	5.5	0.2
Th	8.4	15.2	15.9	8.2	15.7	23.0	24.0	25.0	25.0	25.0	19.5	19.9	<1
Ta	1.8	1.9	1.8	1.9	1.8	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.8	1.9	0.5
U	4.4	5.0	4.7	4.4	5.2	6.5	7.0	7.5	7.0	7.0	5.7	5.3	0.5
Pb	15.8	20.7	19.8	18.7	21.0	25.0	25.0	20.0	20.0	25.0	25.0	26.5	<5
Hf	10.2	10.2	10.0	9.7	9.8	10.0	10.0	11.0	11.0	11.0	10.4	9.5	7.0
REE													
La	9.08	21.72	28.74	11.05	25.40	55.50	54.50	51.00	55.00	56.50	57.70	61.03	24.50
Ce	50.50	63.03	83.89	34.11	85.50	118.00	117.50	114.00	117.50	118.00	126.00	124.52	55.50
Pr	3.25	6.33	7.76	3.80	6.72	14.50	13.50	13.30	14.00	13.80	14.20	14.65	7.40
Nd	13.10	24.45	28.79	15.12	25.40	53.00	49.00	48.00	51.50	51.50	52.20	54.17	31.50
Sm	3.45	5.57	6.28	4.07	5.49	11.00	10.30	9.80	10.80	10.20	10.50	10.81	7.50
Eu	0.05	0.06	0.07	0.05	0.07	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.12	0.11	2.30
Gd	3.43	5.56	5.79	4.28	5.44	10.70	10.20	9.20	10.90	10.60	8.74	9.23	7.90
Tb	0.65	0.96	1.08	0.80	0.97	1.40	1.40	1.30	1.40	1.40	1.51	1.57	1.40
Dy	3.95	5.87	6.66	5.17	6.25	9.00	9.70	9.10	9.90	9.30	9.04	9.41	6.60
Ho	0.87	1.28	1.43	1.13	1.36	1.80	1.70	1.70	1.90	2.00	1.91	1.92	1.40
Er	2.56	3.95	4.32	3.53	4.15	5.50	5.60	5.30	5.40	5.40	5.55	5.62	3.80
Tm						0.50	0.60	0.50	0.60	0.60			0.70
Yb	2.65	4.14	4.39	3.81	4.45	6.20	5.40	5.00	6.10	5.40	5.27	5.49	3.90
Lu	0.41	0.59	0.66	0.57	0.69	0.60	0.60	0.60	0.60	0.70	0.82	0.84	0.60

Laboratoire Grenoble Grenoble Grenoble Grenoble Grenoble Grenoble Chemex Chemex Chemex Chemex Chemex Grenoble Grenoble Chemex

Tableau III-3 : Données ICP-MS de traces et terres rares des laves des séquences volcaniques miocènes du Sonora central.

SMH = San Miguel de Horcasitas ; CP = Cerro Prieto ; MD = Mina Divisadero ; Cha = Cerro Chapala ; LS = Lista Blanca ; CS = Cerro Sarpullido ; CL = Cerro La Legua ; CLS = Cerro La Sonora ; LC = Cerro La Colorada ; SR = Santa Rosalia ; H = Hermosillo ; SJP = San José de Pimas ; RY = Río Yaqui.

B = Basaltes ; AB = Andésites basaltiques ; A = Andésites ; D = Dacites ; I = islandites ; R = rhyolites

Les pourcentages en alumine sont légèrement plus élevés dans les basaltes du *rancho Las Norias* (16,9 %) que dans ceux de la région d'*Hermosillo* (15,7 %). La très grande richesse en fer de ces basaltes (> 12 %) indique cependant que ces laves ne sont pas des basaltes alcalins "normaux" mais qu'ils ont des caractéristiques de laves transitionnelles. Les faibles teneurs en Ni (< 41 ppm), Cr (< 75 ppm) et Mg# (50-55) soulignent par ailleurs leur caractère différencié.

III-1.b. Diagrammes de terres rares

Les spectres de Terres rares des roches de la série miocène inférieur, se caractérisent par des enrichissement en terres rares légères (LREE), l'absence d'anomalie négative très marquée en europium et un tracé de terres rares lourdes (HREE) relativement plat. La rhyolite à biotite de la *Mina Divisadero* (JR04-39) présente un spectre proche de ceux de l'andésite de *San Miguel de Horcasitas* (JR02-78) ou de celle du *Cerro Prieto* (JR02-27A), mais avec une anomalie négative en Eu plus importante due au fractionnement de plagioclase. La dacite à amphibole et biotite de *San Miguel de Horcasitas* (JR03-11, [Tableau III-3](#)) a un spectre particulier, appauvri en terres rares moyennes et lourdes ([Fig. III-35A](#)), qui s'apparente aux spectres d'adakites. Cependant, un rapport Rb/Zr élevé et une faible teneur en Y indiquent qu'il s'agit d'un liquide provenant d'un manteau métasomatisé par des fluides et non de la fusion de la plaque subductée. Cet échantillon se caractérise également par des rapports (La/Yb)_N plus élevés (~ 27) que les autres laves (12-15) et par l'absence d'anomalie en Eu.

Les ignimbrites et rhyolites hyperalcalines du Miocène moyen (~ 12 Ma) ont des spectres très semblables [en dehors de variations dans l'importance de l'anomalie en Eu] du moins celles de la région d'*Hermosillo*, du secteur *Sarpullido - San Antonio* et celles de *San José de Pimas - Río Yaqui*. Leurs spectres se caractérisent par un enrichissement en LREE, du Sm au La, une forte anomalie négative en europium et un tracé relativement plat pour les terres rares lourdes du Gd au Lu ([Fig. III-35B](#)). Les rapports (La/Yb)_N sont compris entre 6 et 7,5.

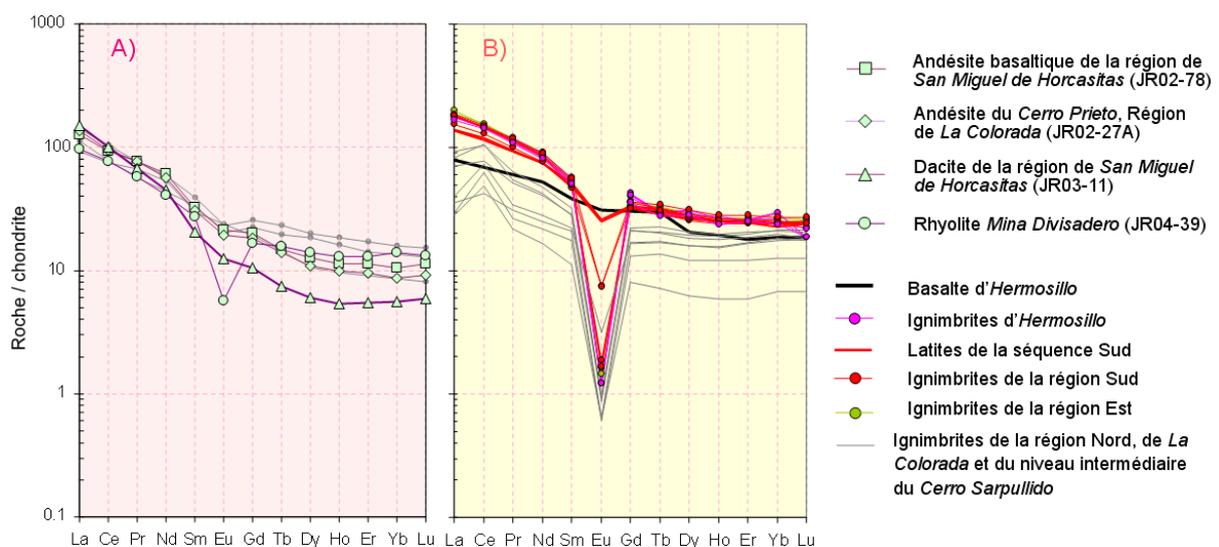


Figure III-35 : Spectres de terres rares des laves miocènes du Sonora central (valeurs de normalisation de Boynton, 1984). Les tracés gris sur le diagramme de gauche correspondent aux laves datées entre 22 et 15 Ma de la Sierra Santa Ursula (Mora-Klepeis et McDowell, 2004).

Les ignimbrites de *La Colorada*, au nord, ainsi qu'une rhyolite située en position intermédiaire sur la coupe du *Sarpullido* (Fig. III-14), ont des spectres parallèles aux précédents, mais plus appauvris ($\Sigma\text{REE} = 71 \text{ ppm}$). Ils présentent en outre une anomalie positive marquée en Ce (Fig. III-35B). Un tel fractionnement des terres rares et une anomalie positive en cérium, sont généralement associés aux processus d'altération superficielle en condition oxydante ou à la formation de croûtes de manganèse en milieu océanique (Takahashi *et al.*, 2000). Des signatures de ce type dans les ignimbrites impliqueraient donc l'incorporation de matériel provenant de l'altération des roches du substratum, au moment du contact du nuage éruptif chaud avec des sédiments ou de l'eau de surface (Zou *et al.*, 2004). Même si des fragments de roches sédimentaires plus ou moins fondus ne sont pas rares dans ces ignimbrites, une autre explication peut être envisagée si l'on considère que les échantillons qui présentent ces anomalies en terres rares sont aussi ceux qui ont de fortes teneurs en Zr (Tableau III-3). Les minéraux accessoires et en particulier le zircon, sont connus pour concentrer un certain nombre d'éléments traces, dont les terres rares (Hoskin et Ireland, 2000 ; Seidler, 2001). Une attaque incomplète lors de la mise en solution de l'échantillon pour l'analyse chimique pourrait être à l'origine de ces spectres plus appauvris et de l'anomalie en cérium. Ce problème est actuellement en cours de vérification.

Les **islandites** ont des spectres de terres rares semblables à ceux des rhyolites avec toutefois une anomalie en Eu moins marquée et un enrichissement en LREE un peu moins important. Le basalte d'*Hermosillo* montre quant-à lui un enrichissement régulier en terres rares légères $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=4,2]$, mais avec un tracé irrégulier au niveau des terres rares lourdes.

Ces similitudes dans les spectres de terres rares semblent indiquer une relation génétique entre ignimbrites et rhyolites hyperalcalines, d'un côté, et les laves à composition d'islandite, de l'autre. Le basalte transitionnel d'*Hermosillo* est sans doute proche du liquide basique ayant donné, par cristallisation fractionnée, les laves hyperalcalines. Ces observations sont similaires à celles que nous avons faites pour les séries volcaniques Miocène moyen du *Pinacate* ce qui montre que les processus pétrogénétiques à l'origine des laves hyperalcalines du NW du Mexique sont des mécanismes globaux qui affectent la limite occidentale du Sonora.

I-1.c. Diagrammes multiéléments

Nous avons utilisé les diagrammes multiéléments normalisés aux chondrites (Thompson *et al.*, 1984) afin de pouvoir comparer nos résultats sur le Sonora central avec ceux de Mora-Klepeis et McDowell (2004) sur la *Sierra Santa Ursula*. Les andésites "anciennes", montrent, sur ce type de diagramme, un enrichissement progressif et régulier de tous les éléments situés vers la gauche du diagramme, c'est à dire les éléments les plus incompatibles. Elles présentent en outre une anomalie négative prononcée en Nb-Ta, anomalie caractéristique des magmas de zones de subduction. Des anomalies négatives en Ti, P et Sr, augmentant avec le degré de différenciation des laves, s'observent également. On peut noter la chute des teneurs en barium. La dacite JR03-11 se distingue par des valeurs basses pour tous les éléments situés à la droite du Ti et au contraire des teneurs un peu plus élevées en Rb, Th et potassium. Ces tracés sont très voisins de ceux des laves datées entre 22 et 15 Ma dans la *Sierra Santa Ursula*.

Les spectres des roches hyperalcalines sont plus chaotiques en raison des fortes anomalies négatives en Ti, P et Sr qui sont liées au degré de différenciation de ces liquides. Si l'on fait abstraction de ces "vallées", le tracé d'ensemble est globalement plus enrichi en tous les éléments que celui des laves plus anciennes. L'anomalie négative en Nb-Ta est moins marquée, par contre une très forte anomalie négative en Ba apparaît (Fig. III-36). Comme pour les spectres de terres rares, les roches acides de la région nord présentent des tracés plus appauvris en à peu près tous les éléments. Les rhyolites présentent, par rapport aux ignimbrites, une anomalie négative plus importante en Eu. Les islandites ont strictement le même tracé, mais avec des anomalies négatives moins marquées en Ti, Sr, P et Ba.

Le basalte d'*Hermosillo* a un spectre plus régulier en raison de l'absence d'anomalies en Ti, Sr, P et d'enrichissement en éléments très incompatibles. On notera également l'absence d'anomalie négative en Nb-Ta. Les basaltes datés à 10 Ma de la partie sud de la *Sierra Santa Ursula* ont des tracés légèrement différents (Fig. III-36).

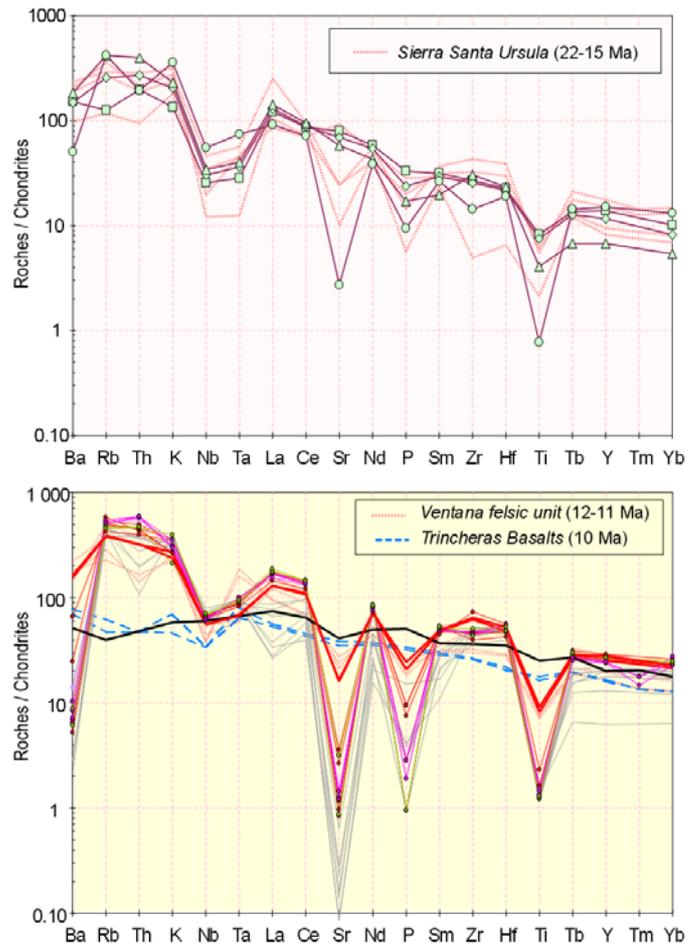


Figure III-36 : Diagrammes multiéléments des laves Miocènes du Sonora central et de la *Sierra Santa Ursula* (valeurs de normalisations de Thompson *et al.*, 1984). Même légende que pour la Figure III-35.

III-2. Quelques réflexions préliminaires sur la pétrogenèse des laves Miocène moyen

Les rhyolites hyperalcalines, les islandites et les basaltes transitionnels ont des spectres de terres rares parfaitement parallèles (Fig. III-35) et des valeurs assez semblables du rapport $(La/Lu)_N$. L'aspect des spectres montre que le processus d'évolution n'est pas le même que celui qui détermine l'évolution de la lignée calco-alcaline antérieure. L'étude pétrographique a en effet souligné l'absence de phases hydratées dans les laves de la séquence Miocène moyen alors que ce minéral est un constituant majeur des laves calco-alcalines. Le mécanisme fondamental d'évolution des liquides étant la cristallisation fractionnée, nous allons vérifier, dans un premier temps, si un tel mécanisme peut expliquer la relation basalte – islandite – rhyolite hyperalcaline mise en évidence par les spectres de terres rares.

III-2.a. Rôle de la cristallisation fractionnée

L'évolution que l'on observe du basalte aux islandites et aux ignimbrites hyperalcalines se traduit par [1] un léger enrichissement dans la somme des terres rares et du rapport $(La/Lu)_N$, [2] un enrichissement prononcé en éléments fortement incompatibles comme le Rb, K, U et Th et [3] un appauvrissement en Ca, Al, Eu, Ba et Sr. Ces évolutions soulignent le rôle éminent des feldspaths dans la cristallisation fractionnée, mais la diminution des teneurs en MgO, FeO, Ti et Co, implique également un fractionnement d'olivine, de pyroxènes et de minéraux ferrotitanés. Les pourcentages en fer plus élevés dans les islandites que dans les basaltes indiquent cependant que la cristallisation de magnétite et d'ilménite n'est intervenue que tardivement dans l'évolution des liquides ayant produit les islandites.

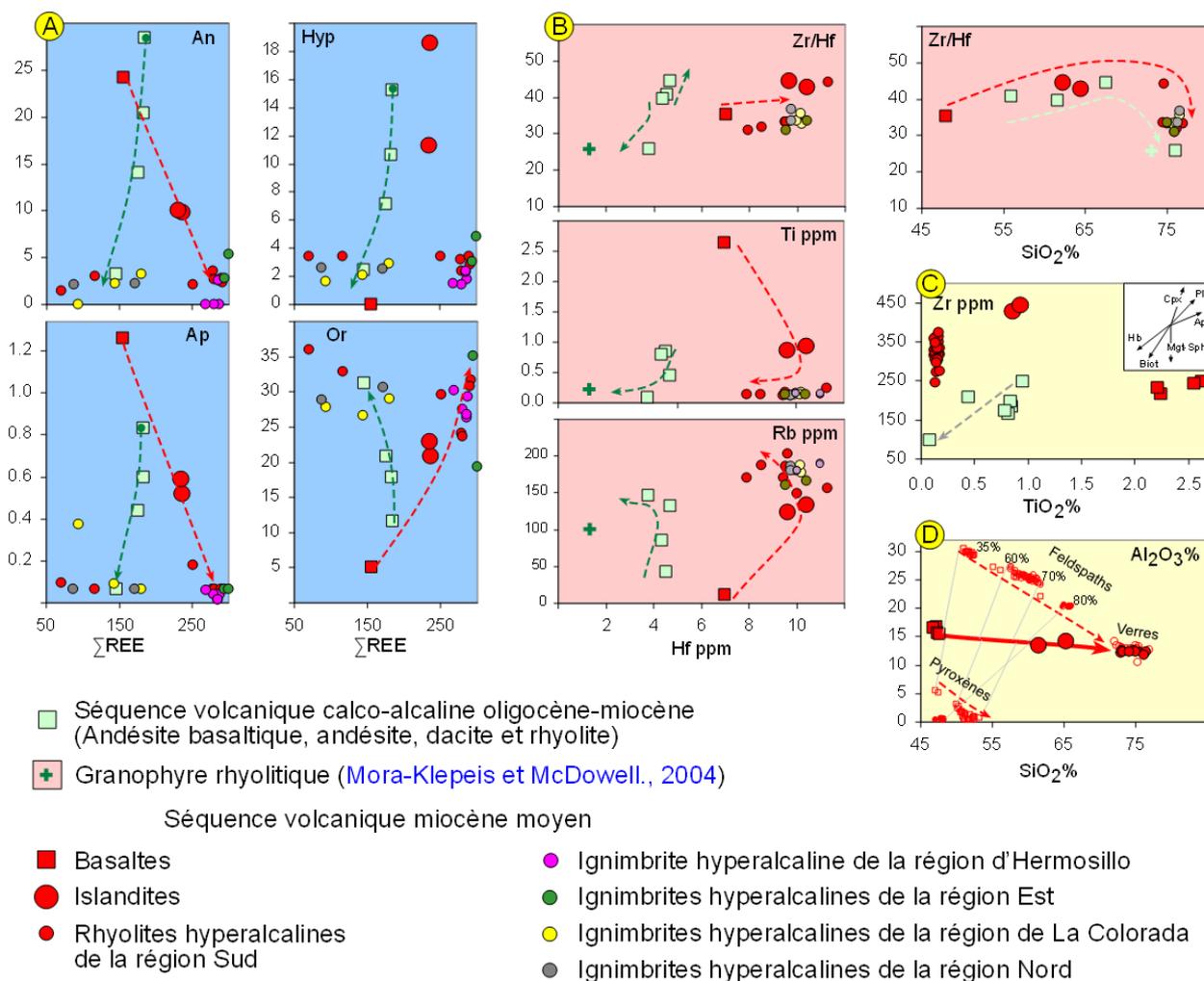


Figure III-37 : Diagrammes illustrant les variations chimiques des séquences volcaniques du Sonora central. **A** : Concentration des teneurs anorthite (An), hypersthène (Hyp), apatite (Ap) et orthose (Or) normalisés en fonction de la somme des REE (en ppm) **B** : Concentrations en Zr/Hf, Ti, Rb en fonction de l'Hf et de Zr/Hf versus SiO_2 . **C** : Variation du Zr en fonction du TiO_2 (en cartouche influence dans l'évolution des principales phases minérales d'après Fan et al., 2003). **D** : Diagramme des concentrations en Al_2O_3 versus SiO_2 des roches, minéraux et verres de la séquence volcanique miocène moyen, montrant le rôle respectif du clinopyroxène et du plagioclase dans la production des liquides hyperalcalins.

La chimie des majeurs, marquée par des teneurs élevées en titane et en alcalins, sous entendait une affinité alcaline pour les liquides basiques ; la cristallisation tardive des opaques est à l'opposé un caractère typiquement tholéitique. Ces signatures contradictoires nous conduisent à ranger les basaltes de la séquence Miocène moyen du Sonora central dans la catégorie des **basaltes transitionnels**.

Les diagrammes de corrélations entre minéraux normatifs et la somme des terres rares, prise comme indice de différenciation (**Fig. III-37A**), montrent une diminution régulière des pourcentages en apatite et anorthite normatifs, ce qui souligne un fractionnement régulier d'apatite et de plagioclase lors de la cristallisation fractionnée. Les teneurs en hypersthène normatif augmentent des basaltes aux islandites (effet de la cristallisation d'olivine qui enrichit le liquide en silice), puis chute brutalement des islandites aux rhyolites, lors de la cristallisation massive de pyroxène dans ces roches. Les teneurs en orthose normative augmentent mais, comme pour les autres diagrammes on observe une grande dispersion des points au niveau des rhyolites.

Les minéraux accessoires incorporent en grande quantité un certain nombre d'éléments traces (**Seidler, 2001**). Leur cristallisation, c'est en particulier le cas pour le zircon, joue donc un rôle important dans les caractéristiques des liquides rhyolitiques. Dans une étude expérimentale sur le comportement du zirconium et de l'hafnium au cours de la différenciation des liquides de composition granitique, **Linnen et Keppler (2002)** ont montré que des corrélations positives entre Hf d'une part, Ti et le rapport Zr/Hf d'autre part, ainsi qu'une corrélation négative de l'Hf avec le Rb, sont des indices d'une cristallisation importante de zircon (**Fig. III-37B**). Cette cristallisation se produirait à basse température et pression, dans des réservoirs proches de la surface (**Förster et al., 1999**). Comme le montre le diagramme Zr/Hf en fonction de la silice, la cristallisation de zircon intervient essentiellement au stade rhyolite, ce que corroborent les observations microscopiques. Le diagramme zirconium-titane (**Fig. III-37C**) souligne le comportement fondamentalement différent du Zr dans les liquides calco-alcalins et hyperalcalins. Dans les premiers, Zr et Ti décroissent car les minéraux hydratés tels que l'amphibole et la biotite incorporent ces deux éléments. Dans les liquides hyperalcalins, en l'absence de tels minéraux, le Zr est incompatible et n'est fractionné que lors de la cristallisation finale de zircon.

Les variations des pourcentages en alumine et silice des roches et des minéraux permettent, à partir de la composition des phases minérales et du verre, de quantifier le rôle respectif du plagioclase et du pyroxène lors de la cristallisation fractionnée (**Fig. III-37D**). Si dans les premiers stades d'évolution c'est le pyroxène qui joue un rôle majeur, dans les termes intermédiaires et acides c'est la cristallisation de feldspaths qui est prépondérante. La cristallisation massive de plagioclase au stade islandite (l'étude minéralogique a montré la grande abondance d'agrégats de cristaux de plagioclase dans ces laves) appauvrit le liquide résiduel en alumine et CaO et l'enrichit en alcalins, en particulier en potassium qui n'entre pas dans la composition des plagioclases, ce qui aboutit au final à la production d'un liquide rhyolitique de nature hyperalcaline. Ces différents diagrammes semblent corroborer l'existence d'un lien génétique entre islandites et ignimbrites hyperalcalines.

III-2.b. Source des magmas

Les basaltes et les andésites basiques des arcs volcaniques sont classiquement interprétés comme résultant de la fusion partielle du coin de manteau (*mantle wedge*) situé au-dessus de la plaque en subduction (Winter, 2001 ; Best, 2003). Celui-ci est métasomatisé par les fluides provenant de la déshydratation de la plaque plongeante.

Des travaux expérimentaux récents ont montré que dans ces zones où des quantités importantes de fluides sont libérées par la lithosphère océanique altérée et les sédiments, la fusion partielle du manteau métasomatisé produit des liquides primaires riches en eau (Hesse et Grove, 2003 ; Grove *et al.*, 2003). Dans de tels liquides, les minéraux hydratés vont jouer un rôle majeur au cours de la cristallisation fractionnée, ce qui est à l'origine de la tendance évolutive (*trend*) caractéristique des séries calco-alcalines. Selon ces mêmes auteurs, le mécanisme de fusion partielle hydratée se propageant dans le *mantle wedge* pourrait être à l'origine de liquides plus riches en silice conduisant à des compositions adakitiques, sans qu'il soit nécessaire de faire appel à une fusion partielle de la plaque subductée comme dans le modèle de Defant et Drummond (1990). Des laves de nature adakitique ont été décrites dans la partie centrale de la péninsule de Basse Californie, où elles ont été mises en relation avec la subduction d'une croûte océanique jeune (Aguillón-Robles, 2002 ; Calmus *et al.*, 2003).

La fusion partielle d'un manteau métasomatisé génère des magmas riches en eau, mais également enrichis en LREE, LILE, Th, U et appauvris en Nb et Ta, comparé aux N-MORB. Les laves de la série calco-alcaline oligo-miocène du Sonora central présentent de telles caractéristiques. Les concentrations en Ba, Y et Nb n'étant pas profondément affectées par la cristallisation fractionnée de plagioclase, d'olivine ou de pyroxène, ces éléments peuvent servir à caractériser les sources des magmas basaltiques. Les rapports Ba/Nb, Ba/Y et Nb/Y ont été en particulier utilisés pour montrer que les

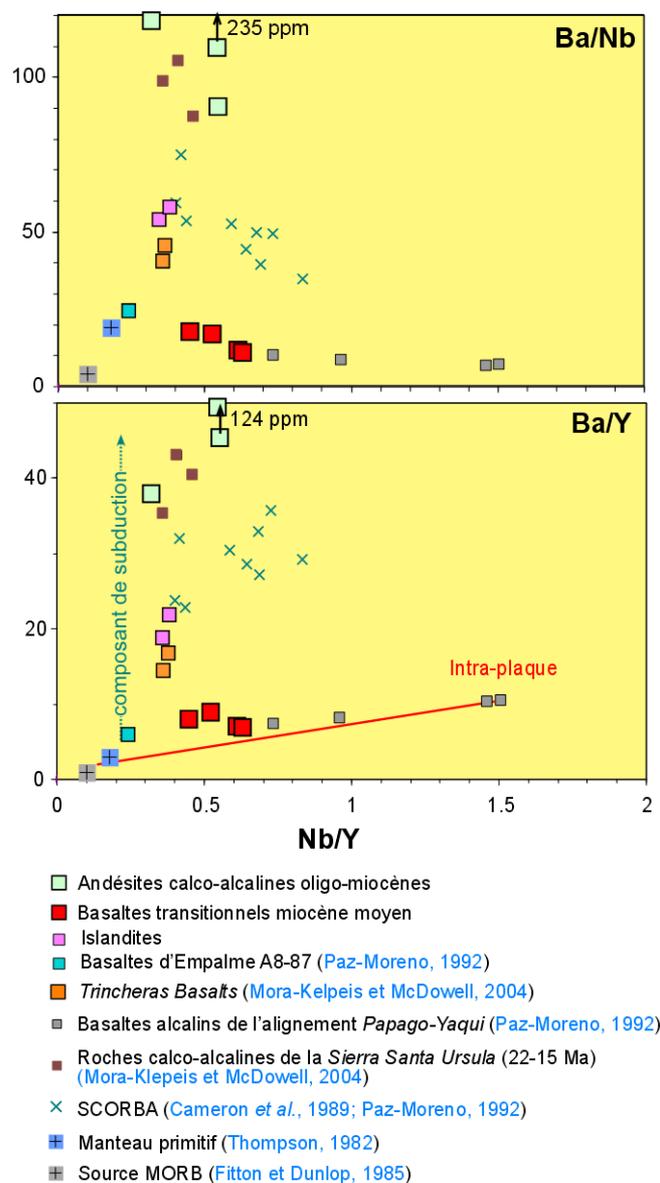


Figure III-38 : Diagrammes Ba/Nb versus Nb/Y et Ba/Y versus Nb/Y montrant l'évolution des sources au cours du temps (d'après Fitton *et al.*, 1988 et 1991).

basaltes et les andésites basaltiques oligocènes [29-20Ma] de la SMO (*SCORBA*) provenaient de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique affecté par des subductions antérieures (Cameron *et al.*, 1989). Lorsque du grenat est présent dans la source, l'yttrium et les terres rares sont retenus dans le manteau alors que le niobium, qui est plus incompatible dans les conditions mantelliques, se concentre dans le liquide, expliquant ainsi les rapports Nb/Y élevés des magmas intra-plaque (Pearce, 1983). Des liquides provenant d'une source de type MORB ou manteau primitif (PM) auront au contraire des rapports Nb/Y faibles. Les magmas produits dans les zones de subduction, se caractérisent par de faibles concentrations en Nb et Y et des teneurs importantes en barium. Ils auront de ce fait des rapports Ba/Nb et Ba/Y élevés. Les diagrammes utilisant ces rapports ont ainsi servi à différencier l'évolution dans le temps des sources des magmas du *Basin and Range* du sud-ouest des USA (Fitton *et al.*, 1988 ; 1991).

Les andésites oligo-miocènes du Sonora central, comme les roches de compositions intermédiaires datées entre 22 et 15 Ma dans la *Sierra Santa Ursula* (Mora-Klepeis et McDowell, 2004), ont des rapports élevés en Ba/Nb et Ba/Y, ce qui serait la marque du rôle important joué par un composant subduction (Fig. III-38). A l'opposé, les basaltes transitionnels qui sont associés aux ignimbrites hyperalcalines d'âge Miocène moyen, ont des rapports Ba/Nb et Ba/Y bas qui les situent près des pôles MORB et *Primitive Mantle*. A titre de comparaison, les basaltes alcalins plio-quatérnaires à source asthénosphérique de l'alignement *Papago-Yaqui* (Paz-Moreno, 1992), se distribuent entre le pôle des MORB et celui du volcanisme intraplaque (Fig. III-38). Les basaltes du sud de la *Sierra Santa Ursula* (Mora-Klepeis et McDowell, 2004) sont plus riches en barium que les basaltes transitionnels d'*Hermosillo*, alors que le basalte A8-87 prélevé par Paz-Moreno (1992) au sud de la *Sierra Santa Ursula*, a des signatures de type MORB proches de celles des basaltes océaniques du bassin de Guaymas (Saunders *et al.*, 1982). Les basaltes émis dans le sud du Sonora, entre 12 et 8 Ma, présentent donc des signatures variées qui témoignent de différences dans le degré d'amincissement de la lithosphère. Les islandites ont aussi des rapports Ba/Nb et Ba/Y élevés.

Ainsi, les caractéristiques chimiques des laves de la séquence miocène moyen indiquent clairement un **changement dans les sources mantelliques par rapport aux laves calco-alcalines** des séquences volcaniques antérieures. Ces dernières ont des signatures typiques de zones de subduction dans lesquelles les liquides produits par fusion partielle d'un manteau métasomaté sont riches en eau. Les processus de cristallisation fractionnée qui affectent par la suite ces liquides sont de ce fait largement contrôlés par le plagioclase et l'amphibole. Les basaltes transitionnels à l'origine de la série basalte – islandites – ignimbrites hyperalcalines du miocène moyen ont, par contre, perdu en grande partie l'empreinte de la subduction et possèdent des caractéristiques de liquides issus de la fusion partielle d'un manteau de type asthénosphérique. La cristallisation fractionnée de tels liquides plus pauvres en eau est surtout marquée par la cristallisation massive de plagioclase et de pyroxène dans les termes intermédiaires. Ce mécanisme conduit à la production de liquides résiduels fortement appauvris en calcium et en aluminium mais enrichis en alcalins, ce qui débouche au terme de la différenciation, sur des liquides rhyolitiques hyperalcalins. Les derniers stades d'évolution se produisant dans des réservoirs proches de la surface, les processus de contamination par l'encaissant y jouent évidemment un rôle important, comme nous l'avons vu au *Pinacate*.

III-3. Données isotopiques

Les mécanismes ayant contribué à la genèse des laves hyperalcalines vont être maintenant abordés à la lumière des quelques données isotopiques en Sr et Nd dont nous disposons pour le moment. D'autres analyses sont en cours, mais les résultats n'ont pu être incorporés à temps dans le mémoire. Les conditions analytiques et de préparation des échantillons sont les mêmes que celles qui ont été exposées pour les laves de la séquence volcanique miocène moyen du secteur du pré-*Pinacate* (voir 2^{ème} partie, paragraphe IV-2).

La caractérisation des laves marquant la fin du régime de subduction et le passage au magmatisme de type rift associé à l'ouverture progressive du Golfe de Californie est un problème depuis longtemps débattu. Afin d'établir les éléments discriminants fondamentaux qui caractérisent le magmatisme à ce stade, nous avons également reporté dans les différents diagrammes pétrogénétiques, les données isotopiques de [Mora-Klepeis et McDowell \(2004\)](#) sur le volcanisme de la *Sierra Santa Ursula*.

Les isotopes du Sr et du Nd ont été déterminés sur trois ignimbrites qui proviennent : [1] de la région de *San Miguel de Horcasitas* dans la partie nord, [2] du *Cerro la Sonora* près du *Rancho las Norias* et [3] du *Cerro Chapala* dans la partie sud ([Fig. III-3A](#) et [Fig. III-3B](#)). Afin d'éviter le problème analytique signalé dans le paragraphe III-1.b., nous avons utilisé pour les calculs des rapports initiaux du strontium et du néodyme les valeurs de Sr et Nd obtenues par d'ICP-AOS et les teneurs en Sm et Nd des ignimbrites ne présentant pas d'anomalie en Ce.

Echantillon	Série	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ε (Nd) _i	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ε (Sr) _i
JR02-71c	SMH	9	50	0,512703	0,110735	1,40	181	12	0,71870	42,10057	0,711525	99,92
JR02-21a	LS	9	50	0,512696	0,110735	1,26	187	11	0,716566	47,44038	0,708481	56,72
JR02-19	Cha	9	46	0,512681	0,120364	0,96	156	34	0,706767	12,79160	0,704587	1,44

Tableau III-4 : Isotopes du Sr et du Nd des ignimbrites hyperalcalines du Sonora central.

SMH = *San Miguel de Horcasitas* ; LS = *Cerro La Sonora* ; Cha = *Cerro Chapala*.

Les roches du Sonora central ont des rapports isotopiques en Sr et Nd proches de ceux des ignimbrites miocènes de la séquence pré-*Pinacate*. Les rapports (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i varient largement (entre 0,7045 et 0,7115) alors que les εNd sont au contraire relativement constants (+0,96 à +1,40). L'ignimbrite du *Cerro Chapala* a les rapports isotopiques en Sr les plus bas (0,7044) ce qui la place sur le diagramme εNd en fonction de (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i, dans le *Mantle Array* près du pôle BSE ([Fig. III-39](#)). Les deux autres échantillons sont fortement décalés vers la droite en raison de rapports en Sr beaucoup plus élevés, ce qui souligne l'ouverture du système isotopique Rb-Sr et une contamination par une croûte supérieure radiogénique. Comme cela a été montré pour le volcanisme du secteur du *Pinacate*, de telles variations en Sr pour de faibles modifications en εNd, sont la marque de l'intervention d'un processus de cristallisation fractionnée dans un réservoir superficiel, accompagné d'une contamination par une croûte ancienne (AFC). Les teneurs en Sr des liquides rhyolitiques hyperalcalins étant faibles et la croûte continentale

précambrienne très radiogénique, une faible contamination en masse se traduit par une augmentation importante des rapports isotopiques. Les concentrations élevées en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont, par ailleurs, un nouvel argument en faveur de la présence de la croûte précambrienne dans cette partie du Sonora.

Les valeurs voisines en ϵNd des trois ignimbrites hyperalcalines analysées, montrent que ces roches dérivent probablement d'une même source mantellique. La valeur faible du rapport isotopique en strontium de l'échantillon JR02-19, peut s'expliquer de deux manières. Soit, par un processus de cristallisation fractionnée qui n'aurait pas été accompagné par une contamination importante (ou située dans une croûte supérieure peu radiogénique), soit par l'intrusion, dans le réservoir, d'un liquide basique plus primitif ayant des valeurs similaires en Nd mais plus appauvri en Sr radiogénique (Fig. III-39). Cette dernière hypothèse n'est pas dénuée de fondement puisque [1] nous avons constaté la réalité des phénomènes de mélange (voir paragraphe chimie minérale) et que [2] la rhyolite JR02-19 a des teneurs plus élevées en Ba, Rb, Sr, Zn et Zr (Tableau III-3) indiquant un apport en ces éléments depuis un liquide moins différencié. Une modélisation simple de mélange entre une ignimbrite hyperalcaline ayant les rapports isotopiques les plus radiogéniques en Sr et un basalte théorique de rapport initial 0,703 et 426 ppm de Sr, montre qu'un faible pourcentage de basalte (10 %) suffit à abaisser le rapport isotopique en Sr à la valeur de l'échantillon JR02-19. Cette modélisation confirme que l'évolution finale des liquides hyperalcalins ne se déroule pas en système fermé.

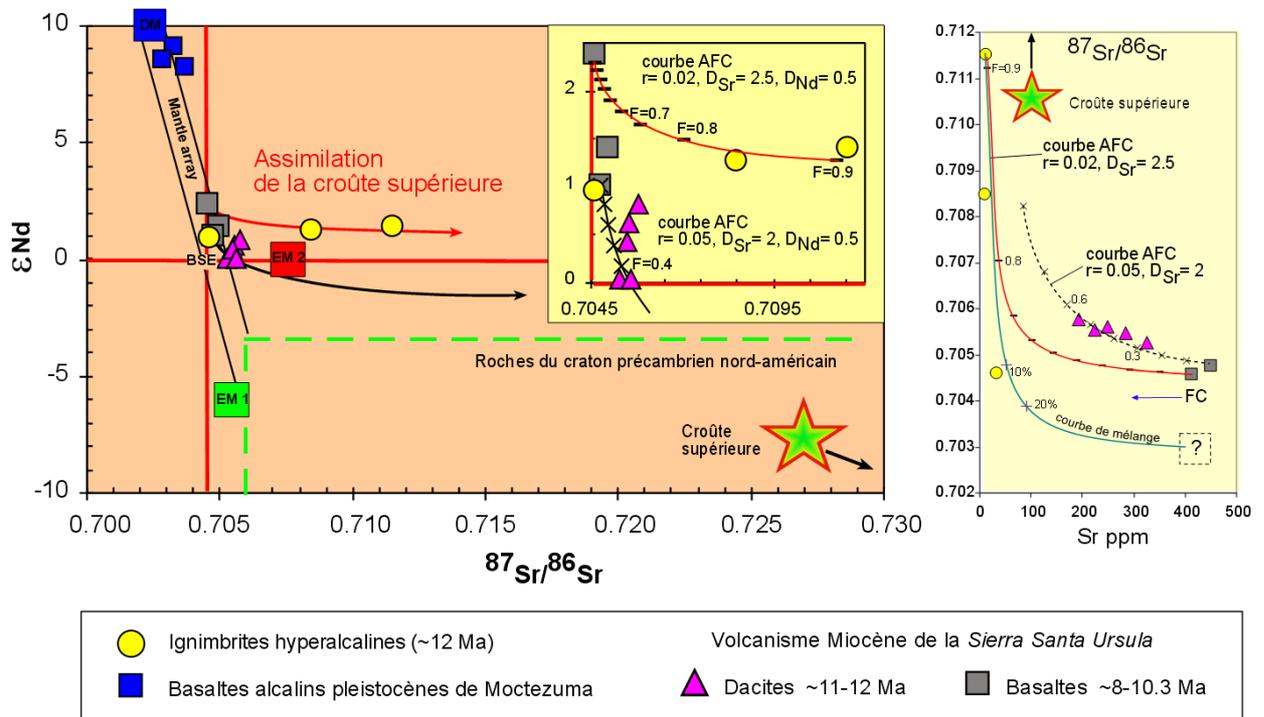


Figure III-39 : Diagramme de corrélation ϵNd – $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ des ignimbrites du Sonora central. Principaux réservoirs mantelliques d'après Zindler et Hart (1986). DM = Depleted Mantle ; BSE = Bulk Silica Earth. Ont été reportés pour comparaison les valeurs des dacites et des basaltes de la Sierra Santa Ursula (Mora-Klepeis et McDowell, 2004) ainsi que les données sur les basaltes quaternaires de Moctezuma (Paz-Moreno et al., 2003).

Les données isotopiques de [Mora-Klepeis et McDowell \(2004\)](#) montrent que les dacites de la *Ventana felsic unit* (datées entre 12,3 et 11,4 Ma) ont des rapports en Sr (0,7052 à 0,7057) légèrement plus élevés et des ϵNd (0,03-0,8) plus bas que les ignimbrites hyperalcalines que nous avons analysées. Par ailleurs, les basaltes du Miocène supérieur (*Trincheras basalts*, 10,3-8,5 Ma) ont également des ϵNd bas (1,01-2,37) et des rapports en Sr_i élevés (0.7045-0.7049). Les isotopes du plomb confirment l'implication d'un composant lithosphérique à l'origine de ces laves. Les roches calco-alcalines du Miocène inférieur ont, par contre, des ϵNd négatifs et des rapports isotopiques en strontium plus élevés. Les points représentatifs de cet épisode volcanique dessinent, sur les diagrammes isotopiques ϵNd en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, une évolution semblable à celle [1] des ignimbrites de la SMO ([Cameron K. et al., 1980](#) ; [Cameron M. et al., 1980](#) ; [Lanphere et al., 1980](#) ; [Cameron et Hanson, 1982](#) ; [Cameron et Cameron, 1986](#) ; [Albrecht et Goldstein, 2000](#)) et [2] des roches batholitiques laramiennes ([Valencia-Moreno et al., 2003](#)), évolution qui a été interprétée comme le résultat d'une forte interaction des liquides magmatiques avec la croûte inférieure.

Nous avons appliqué aux dacites de la *Sierra Santa Ursula* la méthode de modélisation quantitative du processus de cristallisation fractionnée - assimilation ([DePaolo, 1981](#)) utilisée pour les rhyolites hyperalcalines. Les paramètres retenus sont ceux qui sont classiquement utilisés dans ce genre de modélisation pour des réservoirs superficiels situés dans la croûte supérieure ([Baker et McBirney, 1985](#) ; [Davies et MacDonald, 1987](#) ; [Tegtmeyer et Farmer, 1990](#)). Les rapports isotopiques du matériel crustal sont ceux de la croûte précambrienne ([Miller et al., 2000](#)) car les données isotopiques sur les roches plutoniques laramiennes de la côte du Sonora ont confirmé la présence du socle précambrien dans ce secteur ([Valencia-Moreno et al., 2001, 2003](#)).

Les calculs montrent ([Fig. III-39](#)) que les dacites de la *Sierra Santa Ursula* peuvent dériver de basaltes de type *Trincheras basalts* par un processus d'AFC impliquant une contamination relativement faible ($r = 0,05$) par la croûte supérieure précambrienne et un taux de cristallisation fractionnée de l'ordre de 50 % ($f = 0,5$). Ces mêmes calculs montrent qu'un basalte assez voisin isotopiquement pourrait donner avec ce même mécanisme d'AFC des liquide acides hyperalcalins pour des pourcentages de cristallisation fractionnée plus importants ($f = 0,8-0,9$), mais avec des taux d'assimilation plus faible ($r = 0,02$; lorsque les teneurs en Sr sont basses une faible contamination par la croûte supérieure précambrienne peut avoir une très grande influence sur les rapports isotopiques en Sr).

Nous ne pouvons aller plus loin pour le moment dans les interprétations pétrogénétiques. Les cinq déterminations isotopiques du Sr, Nd et du Pb qui sont en cours nous permettront de vérifier qu'il existe bien des liens génétiques entre basaltes transitionnels, islandites et rhyolites hyperalcalines, mais également de mieux comprendre quelles sont les relations entre ce volcanisme du Sonora central et les manifestations dacitiques et rhyolitiques de la *Sierra Santa Ursula*, localisées plus au sud.

IV.- Conclusions

Le travail de reconnaissance mené dans la partie centrale de l'Etat du Sonora a permis de confirmer, l'existence d'un **épisode ignimbritique de nature hyperalcaline** qui se différencie, par ses caractéristiques minéralogiques et chimiques, des laves à caractère calco-alcalin des séquences volcaniques antérieures. Ces observations, rejoignent celles que nous avons pu faire sur les séries volcaniques Miocène moyen de la région du *Pinacate*, ce qui montre que les processus pétrogénétiques à l'origine du magmatisme hyperalcalin du nord-ouest du Mexique sont des mécanismes qui se sont produits à une période de temps bien définie (~ 12 Ma), en réponse à des contraintes tectoniques données et dans un contexte géologique précis.

Il existe dans le secteur *Cerro Sarpullido - Sierra San Antonio* de nombreux indices soulignant la présence d'un lac au moment de la mise en place du volcanisme acide ; le *Valle de Guaymas* était donc déjà largement ouvert au Miocène moyen. L'alignement du granophyre de la *Sierra Libre* indique par ailleurs que l'extension responsable de sa formation était de direction E-W (Cochemé, 1981 ; Angelier *et al.*, 1981 ; Colletta et Angelier, 1983). La minéralogie (plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène) et l'âge de ce granophyre (Paz-Moreno, 1992) sont très semblables à la minéralogie et à l'âge des islandites. Nous avons vu par ailleurs que la texture des islandites indiquait une phase de cristallisation prolongée en profondeur puis une montée et un refroidissement rapide en surface (absence de microlites et matrice vitreuse). Enfin, les diagrammes de terres rares comme les diagrammes multiéléments, ont souligné l'existence d'un lien génétique entre les ignimbrites hyperalcalines et les islandites.

Tout ceci nous conduit à penser qu'entre 12 et 10 Ma, d'importants volumes de magmas basiques se sont installés dans des réservoirs de faible profondeur dans le secteur situé au nord de Guaymas. Les premiers liquides ont séjourné suffisamment longtemps pour permettre leur différenciation et l'extraction de liquides acides hyperalcalins au toit d'un réservoir. Les ignimbrites sont le résultat d'un processus de cristallisation fractionnée et contamination par un encaissant très radiogénique en Sr qui était de toute évidence la croûte supérieure précambrienne. La montée en surface de ces liquides différenciés a été contrôlée par la tectonique, selon un mécanisme probablement très proche du système *Afar* actuel (Lahitte *et al.*, 2003), dans lequel les manifestations acides sont systématiquement localisées dans les zones où se propage le rift et avant que n'apparaissent en surface les basaltes fissuraux liés à la phase d'extension principale. Les islandites sont également le résultat de la cristallisation fractionnée de liquides basaltiques à tendance tholéitique, comme le montre leur enrichissement en fer. Leurs caractéristiques pétrographiques (nombreuses inclusions vitreuses dans le plagioclase, cristaux rassemblés en agrégats) montrent qu'une convection active régnait dans le réservoir, en relation vraisemblablement avec un système plus ouvert et périodiquement réalimenté depuis la profondeur (Couch *et al.*, 2001).

L'éruption des islandites a elle aussi été clairement contrôlée par la tectonique. La question qui se pose est de savoir si ignimbrites et islandites faisaient partie du même réservoir ou s'il s'agit de deux épisodes séparés dans le temps. Les données isotopiques devraient nous

permettre de répondre à cette question. Le granophyre présent au nord de Guaymas représente pour sa part les apophyses superficielles d'une masse plutonique importante qui pourrait représenter la partie cristallisée du réservoir magmatique. Ce système plutonique a été mis à nu, par le jeu conjugué de l'érosion et de la tectonique, au niveau des accidents majeurs qui bordent le *Valle de Guaymas* et qui marquent la limite orientale du horsts de la *Sierra Libre* et la limite occidentale de la *Sierra Bacatete* (voir Fig. III-16).

La persistance dans la région de Guaymas, d'importantes manifestations volcaniques jusqu'au miocène terminal (*Trincheras basalts*), ainsi que le développement, lors de l'ouverture du Golfe de Californie, d'un bassin en *pull-apart* dans ce secteur (Saunders *et al.*, 1982) ne sont pas fortuits. La rupture continentale s'est produite dans ce secteur sur une limite lithosphérique majeure correspondant à la limite entre le craton nord-américain et les terrains accrés des *Guerrero terranes* (Fig. III-40). Le *Valle de Guaymas* pourrait donc représenter une branche avortée du Golfe de Californie. Nous reviendrons sur ces hypothèses dans la quatrième partie.

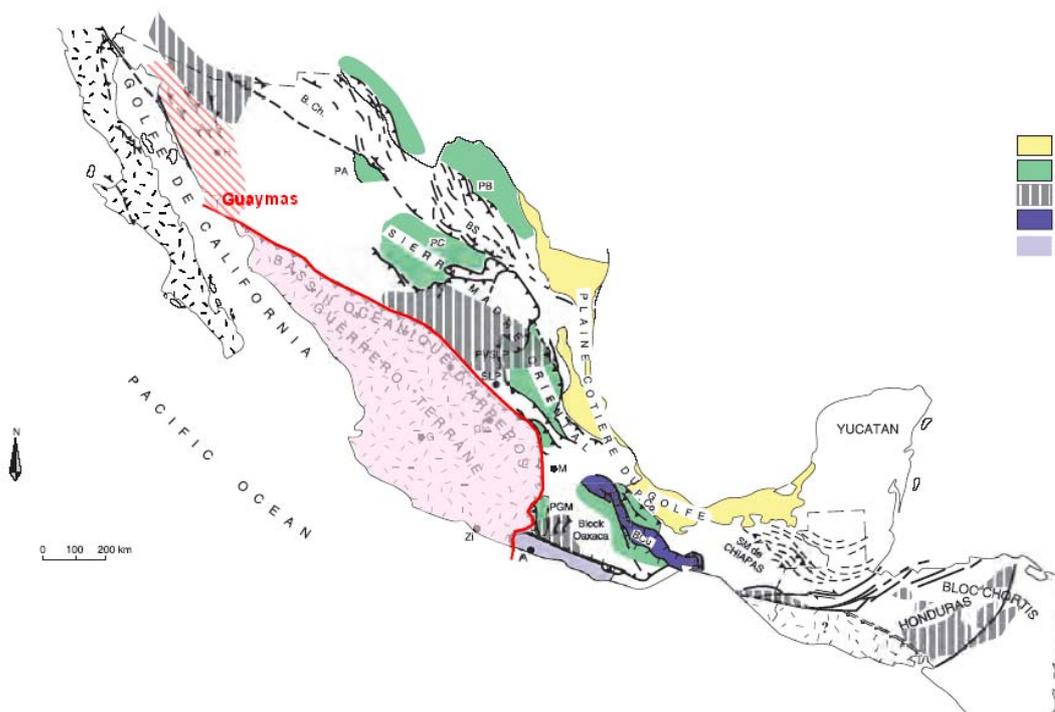


Figure III-40 : Limite entre les terrains d'arc jurassique (*Guerrero terranes*) et le socle précambrien d'après Tardy *et al.*, (1994) et García-Díaz (2004). En hachuré rouge les secteurs du Sonora où affleure le socle précambrien, ou bien où les caractéristiques isotopiques du volcanisme et du plutonisme laissent pressentir sa présence. 1.- Plaines côtières du Golfe du Mexique ; 2.- Plateforme carbonatée du Crétacé inférieur ; 3.- Roches volcaniques du Jurassique inférieur et moyen ; 4.- Bassin *Cuicatèque* ; 5.- Complexe *Xolapa*.

Conclusion :

**Volcanisme hyperalcalin et
ouverture du Golfe de Californie**

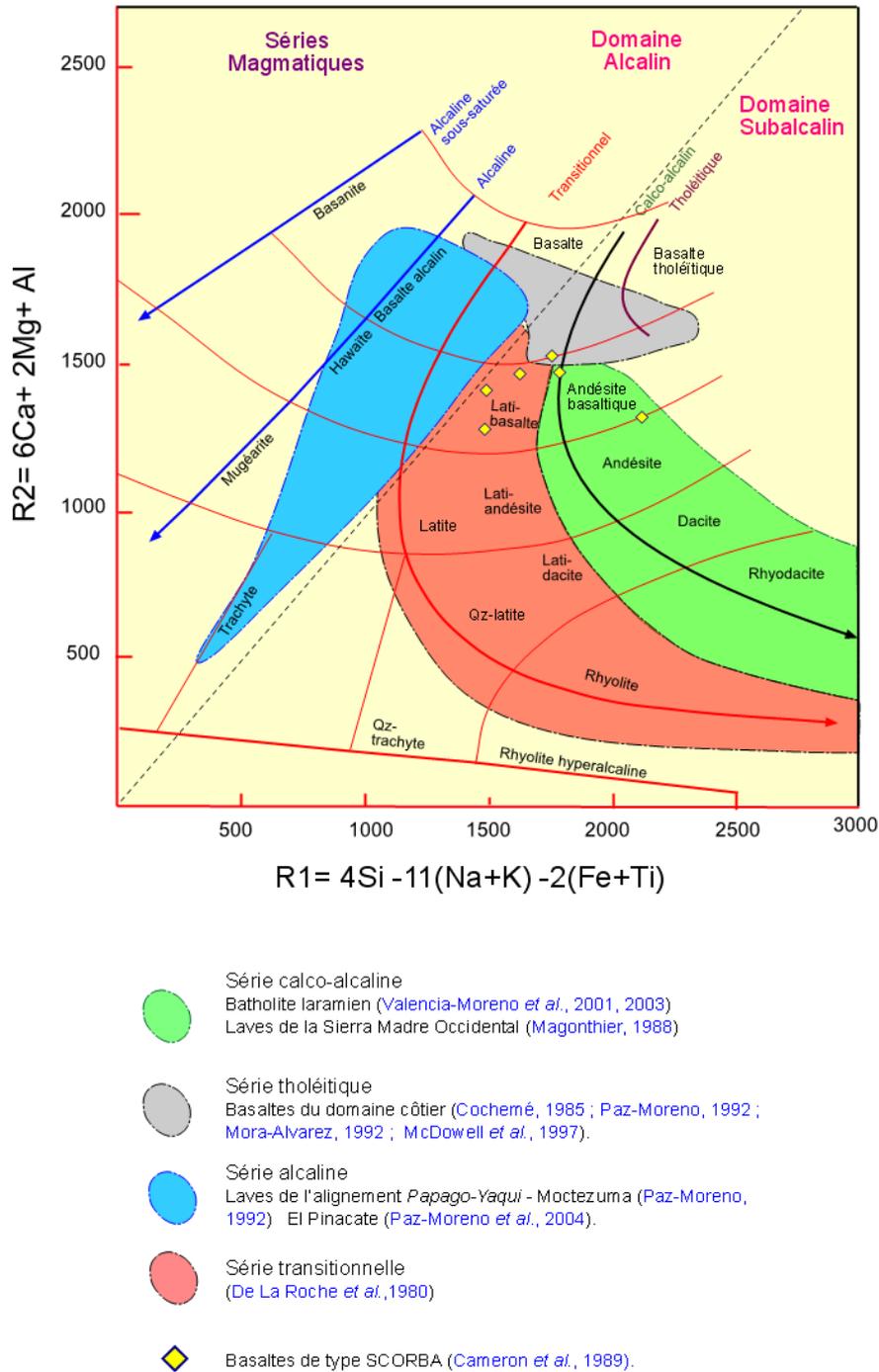


Figure IV-1 : Diagramme R2 versus R1 de De La Roche *et al.* (1980), appliqué à quelques séries types du volcanisme du nord-ouest du Mexique. Ce diagramme discrimine très bien les champs des lignées calco-alcalines, tholéitiques et alcalines. Les sources bibliographiques qui ont servi à définir ces champs sont indiquées dans la légende. Le champ de la série transitionnelle est celui défini par De La Roche *et al.*

I.- Signification du volcanisme acide hyperalcalin du Sonora

Le travail mené dans la région du *Pinacate* et du Sonora central a mis en évidence la présence d'un épisode volcanique tout à fait particulier dans l'histoire de l'évolution du magmatisme du nord-ouest du Mexique. Nous avons montré, grâce à de nouvelles datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisées dans la région du *Pinacate* et d'*Hermosillo*, que [1] ce volcanisme de nature hyperalcaline se manifestait à des périodes bien précises (~ 15 Ma mais surtout 12 Ma) et que [2] des laves "calco-alkalines" étaient plus ou moins contemporaines de cet évènement. Cependant, certaines de ces roches "calco-alkalines" miocène moyen n'ont pas les caractéristiques typiques des laves de subduction, elles sont pauvres en eau de sorte que les minéraux hydratés de type amphibole ou biotite y sont peu représentés. Il est donc important, avant d'aborder la signification du volcanisme hyperalcalin dans le cadre de l'ouverture du Golfe de Californie, d'avoir une vue d'ensemble des caractéristiques chimiques du volcanisme miocène sur le pourtour du Golfe, côté Sonora comme en Basse Californie.

I.1. A la recherche d'un diagramme discriminant

Les roches acides sont particulièrement difficiles à différencier à partir des analyses chimiques car elles ne contiennent plus guère que de la silice, de l'alumine et des alcalins. Pour ces mêmes raisons, les diagrammes de classification chimique classiques basés sur les seuls éléments majeurs [TAS, K_2O versus SiO_2 , FeO^t/MgO versus SiO_2 , AFM, etc..) ne peuvent servir à la reconnaissance du caractère sériel de telles laves. Les roches hyperalcalines se différenciant des autres séries magmatiques par un excès d'alcalins par rapport à l'alumine, des teneurs très basses en CaO et en MgO, seul un diagramme prenant en compte ces différents éléments peut permettre de caractériser chimiquement de telles roches. Le diagramme mis au point par [De la Roche et Leterrier \(1973\)](#) et [De la Roche et al. \(1980\)](#), bien que peu utilisé, nous est apparu parfaitement adapté à la problématique posée. Basé sur les proportions millimoléculaires (pourcentages d'oxydes divisés par le poids moléculaire x 1000) il se rapproche de la méthode de calcul de la norme CIPW (qui caractérise bien la série hyperalcaline) et du tétraèdre de discrimination minéralogique des basaltes ([Yoder et Tilley, 1962](#)). Un tel diagramme n'est pas d'une lecture facile au départ, puisque les deux paramètres utilisés sont des sommes de cations. Il permet cependant une visualisation rapide du type d'évolution des lignées magmatiques et semble différencier de manière claire les séries magmatiques que nous avons étudiées.

Le diagramme de [De la Roche et al., \(1980\)](#) est un diagramme binaire comparant deux paramètres R1 et R2 qui correspondent chacun à la somme d'un certain nombre de cations. R1 est égal à la somme des alcalins, de la silice, du fer et du titane, il sert donc à différencier les séries alcalines des séries subalcalines (calco-alkalines ou tholéitiques).

$$R1 = 4\text{Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$$

R2 correspond à la somme calcium, magnésium et alumine, qui elle évolue en fonction de la cristallisation fractionnée ; R2 marque donc le degré de différenciation de la lave.

$$R2 = 6\text{Ca} + 2\text{Mg} + \text{Al}$$

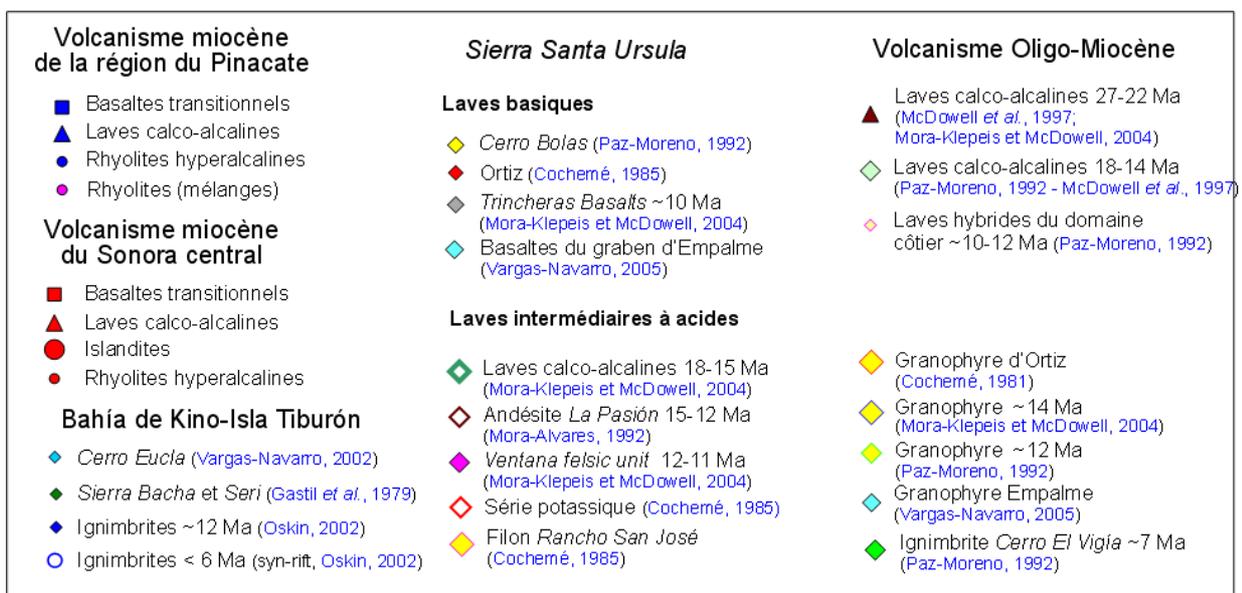
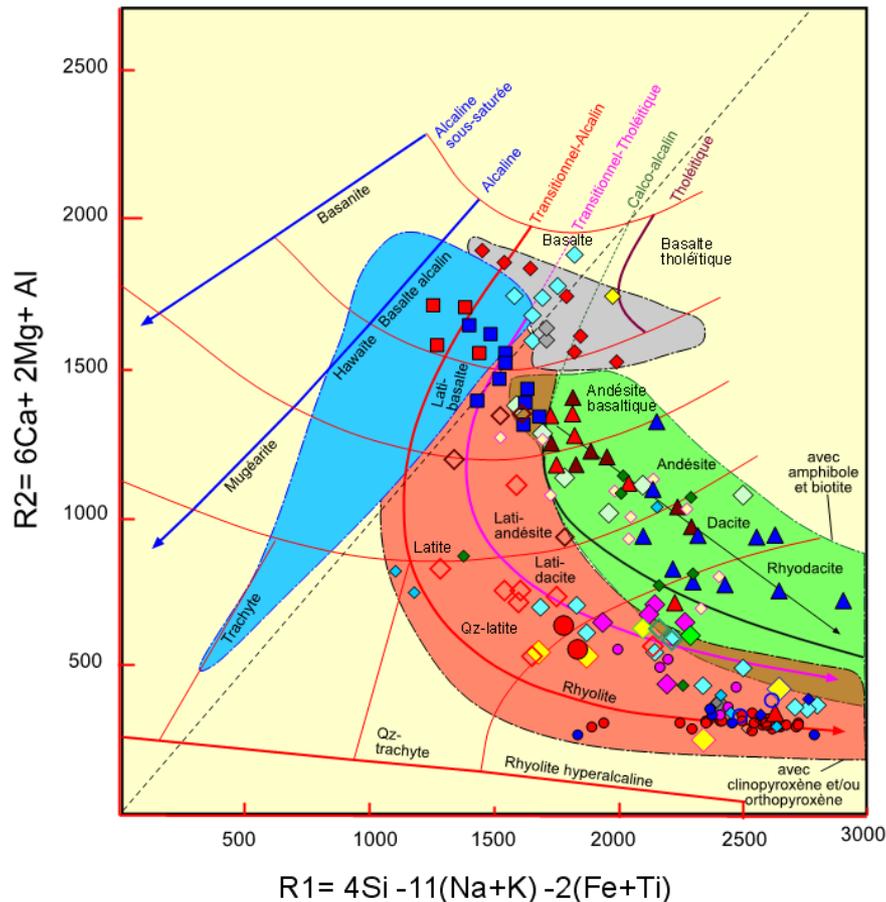


Figure IV-2 : Diagramme R2 versus R1 de De La Roche et al. (1980), appliqué aux séries magmatiques des séquences pré-Pinacate et du Sonora central. Nous avons également reporté sur ce même diagramme un certain nombre d'analyses provenant de la Sierra Santa Ursula et de la région de Guaymas - Empalme, ainsi que du secteur Bahía de Kino - Isla Tiburón.

Pour ces comparaisons, nous avons constitué une base de données sur le Sonora et la Basse Californie en compilant un certain nombre d'analyses de la littérature (600 analyses) parfaitement localisées, de manière à être sûr du contexte tectonique et de l'âge. Dans une première étape nous avons défini les aires de distribution et l'évolution des trois séries magmatiques les mieux représentées et les plus caractéristiques de l'évolution géodynamique du nord-ouest du Mexique : [1] le magmatisme calco-alcalin, représenté d'une part par les laves oligocènes de la SMO et d'autre part par les roches du batholite laramien ; [2] le volcanisme tholéitique, qui affleure plus particulièrement dans la zone côtière du Sonora ; [3] les laves alcalines plio-pléistocènes à quaternaires de l'alignement *Papago-Yaqui* et du champ volcanique de *Moctezuma* (Fig. IV-1). Le domaine transitionnel, située entre le domaine alcalin et le domaine subalcalin, est celui qui a été défini par De la Roche *et al.* (1980).

Les liquides calco-alcalins orogéniques hydratés évoluant par fractionnement de plagioclase, pyroxène, amphibole et biotite - ce qui entraîne une diminution régulière des teneurs en calcium, magnésium et aluminium et une augmentation des alcalins et de la silice - dessinent une courbe évolutive marquée par une augmentation rapide du paramètre R1 lorsque R2 diminue. La lignée transitionnelle, plus anhydre, évolue par fractionnement d'olivine, feldspath et pyroxène (ce qui cause une chute en Mg, Al et Ca) mais sans cristallisation précoce de minéraux opaques ; les teneurs en silice, alcalins et fer augmentent ainsi rapidement ce qui explique la forme particulière de la courbe évolutive de cette série. Les basaltes de type *SCORBA* de la SMO, qui ont des caractéristiques de tholéites continentales, se répartissent dans un domaine à cheval entre le champ des laves calco-alcalines et celui des séries transitionnelles. La lignée alcaline est quant-à elle caractérisée par une diminution conjointe de R1 (liée à la pauvreté en silice et la richesse en alcalins) et de R2 (Fig. IV-1).

1.2. Les cycles volcaniques miocènes de la partie occidentale du Sonora

Une fois définis les principaux champs, nous avons reporté sur ce diagramme les roches des séquences pré-*Pinacate* et du Sonora central que nous avons étudiées ainsi que des analyses provenant des *Sierras Libre* et *Santa Ursula* et de la région de *Bahia de Kino* (Fig. IV-2). La première observation que l'on peut faire est que les comendites du Miocène moyen du Sonora se répartissent dans un domaine bien défini du diagramme correspondant à des valeurs basses de R2 et élevées du paramètre R1. On peut aussi constater que les trajectoires marquant l'évolution des séries dépendent fortement de la composition du liquide basaltique initial.

La genèse des rhyolites hyperalcalines par cristallisation fractionnée implique, comme cela avait été souligné pour les laves de la caldera de *La Primavera* près de Guadalajara (Mahood, 1981, 1985), une certaine richesse en alcalins des liquides basiques initiaux. Le diagramme R1 – R2 montre que les rhyolites hyperalcalines du Sonora se distribuent effectivement sur une courbe d'évolution qui est celle de la lignée transitionnelle alcaline. Dans la région du *Pinacate*, un premier épisode acide hyperalcalin a été daté à 15 Ma. Ce n'est cependant qu'à 12 Ma que s'observe l'association ignimbrites hyperalcalines - basaltes transitionnels qui marque clairement le début de l'amincissement crustal dans ce secteur.

A l'opposé de ce type de tracé, les laves calco-alcalines dessinent une évolution marquée par une corrélation plus ou moins linéaire entre R1 et R2. Ces roches plus riches en silice, se localisent dans le cadran NE du diagramme. Les laves de l'ensemble *Suvuk - Ladrilleros* (pré-*Pinacate*) ont, en dépit de leur minéralogie (association Opx + Cpx), une signature chimique semblable à celle des laves calco-alcalines plus anciennes datées entre 27 et 14 Ma (Fig. IV-2). On peut également souligner que certaines laves intermédiaires du domaine côtier, d'âge Miocène supérieur (Paz-Moreno, 1992), ont gardé cette signature de subduction.

Les laves de la *Sierra Santa Ursula* considérées comme représentatives d'un volcanisme de subduction (Mora-Alvarez, 1992 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2002 ; Mora-Klepeis et McDowell, 2004) occupent, par contre, une position particulière sur le diagramme de De la Roche, à cheval entre le domaine transitionnel et le domaine calco-alcalin. Une telle signature semble indiquer que dès 15 Ma (âge de *La Pasion andesite*) s'observe une perte progressive de l'empreinte de la subduction et l'apparition du caractère transitionnel. Certaines perlites rhyolitiques de la *Sierra Santa Ursula* ont d'ailleurs des signatures hyperalcalines (Lagarda, 1983). On retrouve ces mêmes signatures mixtes dans des laves miocènes de compositions intermédiaires à acides de la région de *Bahía de Kino - Isla Tiburón*, (Gastil et Krummenacher, 1977 ; Gastil *et al.*, 1979 ; Oskin, 2002 ; Vargas-Navarro, 2002). Entre 13 et 12 Ma d'énormes volumes de rhyolites et de dacites se mettent en place dans la *Sierra Libre* (> 1.000 m d'épaisseur et 5.000 km³ ! d'après McMillan *et al.*, 2003), sur la bordure occidentale du *Valle de Guaymas*. On ne connaît pas pour le moment la nature de ces rhyolites mais une telle abondance de laves acides à cette époque a bien évidemment une signification dans le cadre de l'évolution géodynamique de ce secteur (fusion de la base de la croûte ou de basaltes sous-plaqués en relation avec un flux thermique élevé ?).

Le diagramme de De la Roche *et al.* (1980) fournit également des informations sur la nature des basaltes sources. Il confirme, pour les laves basiques de la région du *Pinacate*, l'évolution dans le temps, depuis des basaltes transitionnels tholéitiques vers des laves progressivement plus alcalines, mise en évidence par les données isotopiques. De même, au sein des basaltes plus primitifs de la région d'Empalme-Guaymas, une évolution progressive vers un pôle plus tholéitique se manifeste là aussi au cours du temps (Fig. IV-2). Les islandites (datées à environ 10 Ma) du *Cerro Chapala*, des *Sierras San Antonio* et *Lista Blanca*, les laves "potassiques" de la *Sierra Libre* (Cochemé, 1985) et le granophyre du *Valle de Guaymas* (Cochemé, 1981 ; Vargas-Navarro, 2005) définissent une lignée qui dérive de magmas transitionnels tholéitiques. C'est donc vers 10 Ma, après le stade initial de fracturation souligné par les ignimbrites hyperalcalines, que se produit un changement fondamental, avec l'installation de grands volumes de basaltes tholéitiques dans des réservoirs de semi-profondeur. Ce phénomène indique des taux de production magmatique important en profondeur, mais aussi une montée des magmas vers la surface encore freinée par la présence d'une croûte relativement épaisse. Le *Valle de Guaymas*, qui garde encore aujourd'hui les traits structuraux d'un rift (voir Fig. III-16), semble correspondre à une branche avortée du Golfe de Californie. Les ignimbrites du *Cerro El Vigia* datées à environ 7 Ma (Paz-Moreno, 1992) ou les roches acides syn-rift (~ 6 Ma) de *Bahia Kino - Tiburón* (Oskin, 2002 ; Oskin et Stock, 2003c) ont des signatures intermédiaires, semblables à celles de la *Sierra Santa Ursula*.

I.3. Bref survol du volcanisme de la Basse Californie

Le volcanisme miocène est abondamment représenté et particulièrement varié en Basse Californie. On rattache classiquement aux andésites - dacites de l'arc volcanique miocène (20-15 Ma) de Basse Californie (Sawlan, 1991 ; Martín-Barajas *et al.*, 1995), liées à la subduction, les roches de même nature et de même âge du Sonora (Gastil *et al.*, 1975 ; Mora-Alvarez et McDowell, 2002). Il n'est pas dans notre intention de rentrer dans le détail de la chimie des laves de Basse Californie, mais uniquement de souligner l'intérêt du diagramme R1-R2 pour différencier, par exemple, les laves définies comme pré et syn-rift dans cette région.

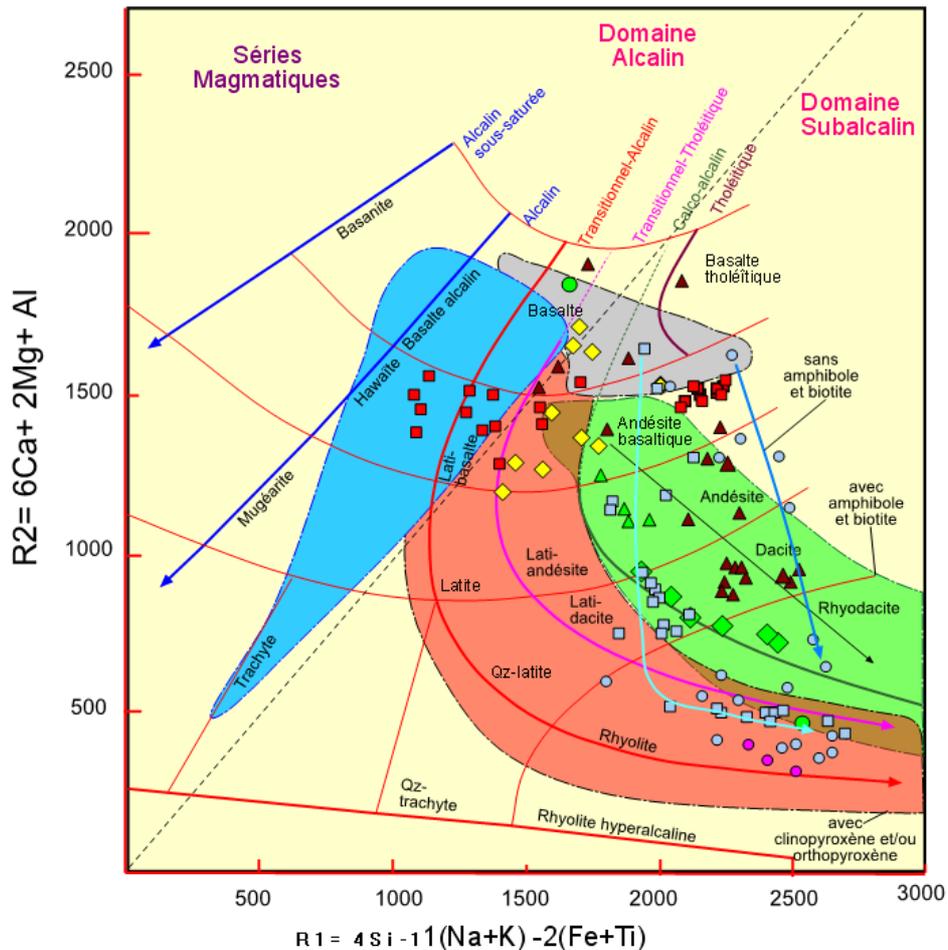


Figure IV-3 : Diagramme R2 versus R1 de De La Roche *et al.* (1980), appliqué aux séries magmatiques de Basse Californie

Les roches de l'arc volcanique (20-15 Ma) se répartissent dans le champ des laves calco-alcalines. Par contre une grande variabilité se manifeste pour les roches basiques. Les basaltes et les andésites basaltiques à caractère potassique qui se mettent en place dans la partie orientale de la Basse Californie entre 15 et 11 Ma (Aguillón-Robles, 2002) ont des caractéristiques de laves transitionnelles (Fig. IV-3). Des basaltes tholéitiques apparaissent dans la partie centrale de la péninsule de Basse Californie (entre *Sta Rosalia*, *San Ignacio* et *San Juanico*) autour de 10 Ma (Sawlan et Smith, 1984 ; Hausback, 1984 ; McLean *et al.*, 1987 ; Rojas-Beltrán, 1999 ; Aguillón-Robles, 2002), alors que des laves alcalines, des andésites magnésiennes et des adakites se mettent en place à la même période. Cette diversité des sources magmatiques à cette époque, est en relation avec la collision de la ride Pacifique et le développement progressif d'une fenêtre asthénosphérique (Aguillón-Robles; 2002 ; Calmus *et al.*, 2003). On peut constater que les andésites magnésiennes et les adakites suivent une lignée évolutive typiquement calco-alcaline sur le diagramme de De la Roche *et al.* (1980) (Fig. IV-3).

Les principaux affleurements d'ignimbrites en Basse Californie ont été décrits dans la région de *Puertecitos*, au nord-est de la péninsule (Martín-Barajas *et al.*, 1995 ; Nagy *et al.*, 1999 ; Stock *et al.*, 1999 ; Oskin, 2002). Certaines de ces ignimbrites ont été datées à 12,6 Ma (*San Felipe tuf*) et corrélées avec les ignimbrites hyperalcalines du Sonora central, en particulier celles de *Bahia Kino - Isla Tiburón* (Oskin, 2002 ; Oskin et Stock, 2003c ; Oskin *et al.*, 2003). C'est sur la base de cette corrélation qu'un déplacement de 255 ± 10 Km de la Basse Californie par rapport à la plaque nord-américaine a été estimé depuis l'ouverture du Golfe (Oskin *et al.*, 2001). Les ignimbrites de *Puertecitos* se disposent dans le domaine des ignimbrites hyperalcalines sur le diagramme de De la Roche *et al.* (1980). Deux autres affleurements de laves acides aux caractéristiques similaires ont été signalés en Basse Californie ; le premier situé au sein du champ volcanique de *Jaraguay* (Aguillón-Robles, 2002) a été daté à 12,5 Ma, l'autre se localise près de la *Misión San Borja* (Gastil *et al.*, 1979).

Le volcanisme de l'île *San Luis*, d'âge Holocène, se caractérise par la présence d'une série continue de roches dont les compositions évoluent des basaltes jusqu'aux rhyolites (Paz-Moreno et Demant, 1999). Cette séquence dessine sur le diagramme R1-R2, un trajet très particulier marqué par une chute verticale du paramètre R2 (baisse du Ca, Mg et Al) sans variation du paramètre R1, puis une évolution, des dacites aux rhyolites, selon la courbe de la lignée transitionnelle tholéitique. Un tel tracé indique que la série de l'île *San Luis* n'est pas le résultat, comme cela avait été déjà souligné par les auteurs, d'un simple processus de cristallisation fractionnée. Les laves contemporaines de l'ouverture du *Delfin Basin*, dans la partie nord du Golfe (syn-rift < 6Ma ; Martín-Barajas *et al.*, 1995 ; Nagy *et al.*, 1999) ont, pour une échelle de temps différente, une évolution assez semblable à la série de l'île *San Luis*.

La fréquence des âges à 12,5 Ma obtenus sur les ignimbrites de nature hyperalcaline dans la partie nord du Golfe de Californie, indique que cet épisode est le marqueur d'une phase tectonique majeure qui correspond au proto-Golfe de Californie. Ce rift, tout d'abord intra-continental, n'évoluera vers la déchirure finale et le système océanique actuel qu'à la fin du Miocène (6,5 Ma), après le saut de la ride Est-Pacifique à l'entrée du Golfe de Californie et le couplage de la péninsule avec la plaque Pacifique (Oskin *et al.*, 2001 ; Oskin et Stock, 2003b).

1.4. Modèle pétrogénétique

Comme nous l'avons vu dans la première partie, l'origine du magmatisme hyperalcalin est un problème complexe car de nombreux mécanismes sont susceptibles d'intervenir dans sa genèse. Deux hypothèses sont le plus souvent invoquées pour expliquer ce volcanisme : [1] la cristallisation fractionnée de magmas basiques à caractère transitionnel accompagnée d'une contamination plus ou moins importante par la croûte supérieure (Barberi *et al.*, 1975 ; Geist *et al.*, 1995 ; Mungall et Martin, 1995 ; Civetta *et al.*, 1998 ; Peccerillo *et al.*, 2003) ; [2] la fusion partielle de la croûte continentale, ou de matériel basique sous-plaqué (Macdonald *et al.*, 1987 ; Mahood *et al.*, 1990 ; Bohrsen et Reid, 1997 ; Trua *et al.*, 1999).

Les principales objections concernant l'origine par cristallisation fractionnée sont [1] le faible volume de basaltes généralement associé à ce magmatisme acide hyperalcalin et [2] l'absence de termes intermédiaires dans la série (*Daly Gap*). Les données pétrographiques et géochimiques sur les roches acides hyperalcalines du nord-ouest du Sonora nous permettent de choisir un modèle pétrogénétique qui rende compte des caractéristiques de ces laves.

Il convient tout d'abord de souligner que les comendites du Sonora ont des compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb qui sont, pour certaines d'entre elles, semblables aux roches basiques qui leur sont associées et, par contre, sans aucun rapport avec les valeurs observées dans les roches dérivant de la fusion partielle de faciès granulite de la base de la croûte précambrienne, comme c'est le cas pour les ignimbrites hyperalcalines du *Trans-Pecos* au Texas (White et Urbanczyk, 2001).

Les modélisations de la fusion partielle à l'équilibre de basaltes associés aux laves hyperalcalines ont réussi à reproduire les compositions (majeurs et certaines traces) des rhyolites hyperalcalines en laissant un résidu dominé par l'association plagioclase - pyroxène (Thy *et al.*, 1990), ce qui semble conforter l'hypothèse de l'origine de ces rhyolites par fusion partielle de basaltes sous-plaqués ± contamination par une vieille croûte (Davies et Macdonald 1987). Cependant, ces modélisations aboutissent à des rapports Zr/Sr, Zr/V et Zr/Ni très bas et à des coefficients de partage irréalistes pour certains éléments (Peccerillo *et al.*, 2003). Afin de résoudre ces incohérences, un modèle faisant appel à un faible degré de fusion partielle de matériel basique sous-plaqué (~10 %), suivi d'un épisode important de cristallisation fractionnée (~ 40 %) a été proposé (Bohrson et Reid, 1997 ; Trua *et al.*, 1999).

Les rhyolites hyperalcalines du Sonora ont des valeurs en ϵNd qui sont proches de celles de certains basaltes associés et des concentrations en majeurs et en traces qui pourraient convenir à ce dernier modèle. Cependant, les rapports isotopiques du strontium élevés de certaines comendites indiquent que le mécanisme de cristallisation fractionnée s'est déroulé dans un réservoir superficiel, au sein de la croûte supérieure précambrienne. La modélisation des processus d'AFC a montré la nécessité, pour produire de tels liquides acides, d'un pourcentage de fractionnement très élevé (~ 80 %) qui n'est pas compatible avec une étape initiale de fusion partielle de basalte.

Les données minéralogiques, géochimiques et isotopiques obtenues sur les comendites du Sonora, nous conduisent donc à favoriser un modèle de cristallisation fractionnée (~ 70-80 %) à partir de magmas basiques associés localement aux rhyolites et ayant des compositions de basaltes transitionnels alcalins, auquel se superpose un phénomène de contamination par la croûte supérieure précambrienne. Les faibles taux d'assimilation (~ 10 %) sont en accord avec des mécanismes se produisant dans des réservoirs superficiels, qui limitent l'interaction entre magma et roche encaissante (DePaolo, 1981). Ces conditions superficielles, sont en parfait accord avec les associations minéralogiques que l'on trouve dans ces rhyolites et des fugacités d'oxygène proches du tampon Quartz – Fayalite - Magnétite (Mahood et Baker, 1986 ; Scaillet et Macdonald, 2001). De plus, les phénomènes de mélange (*mingling-mixing*), les relations positives entre Nd et ϵ Nd, et les concentrations basses en Sr de certaines roches acides sont autant d'indices qui montrent que les systèmes magmatiques dans lesquels ont stagné les liquides hyperalcalins étaient des systèmes ouverts (Tegtmeyer et Farmer, 1990).

L'adoption du modèle d'AFC implique cependant de trouver une explication à la prédominance des termes acides mis en place en surface et à l'absence de termes intermédiaires. Les propriétés physiques des magmas et les mécanismes de cristallisation dans les réservoirs sont aujourd'hui mieux contraints (Hildreth, 1979 ; Turner et Campbell, 1986 ; Winter, 2001). La cristallisation du magma basique se produit près des parois, c'est à dire dans la partie du réservoir où les échanges avec l'encaissant sont les plus importants. Le liquide résiduel, produit de cette AFC, riche en silice et plus léger, migre vers le toit du réservoir où il s'accumule progressivement. La partie basale du réservoir est au contraire continuellement brassée soit par convection naturelle dans la masse magmatique, soit par réalimentation, de sorte que le liquide garde une composition relativement homogène. La différence de composition entre les deux liquides présents dans le réservoir est telle qu'une barrière de densité empêche tout phénomène de mélange et interdit la montée du liquide basique vers la surface. Ce n'est qu'après une vidange importante du réservoir et l'expulsion du magma acide que les liquides moins différenciés pourront arriver en surface ou finiront de cristalliser en profondeur.

L'éruption des liquides rhyolitiques hyperalcalins est contrôlée par des facteurs internes (pression de fluides, réalimentation, etc...) mais également par des facteurs externes dont le principal est la tectonique. Les phénomènes de mélange observés dans les liquides hyperalcalins, aussi bien dans le cas du volcanisme pré-*Pinacate* que dans le Sonora central, montrent que des liquides calco-alcalins, s'étant différenciés dans des réservoirs plus profonds, sont susceptibles lors de leur montée en surface, d'intercepter les réservoirs hyperalcalins superficiels. L'éruption des liquides ignimbritiques a pu également être déclenchée par l'arrivée de magma plus basique dans le réservoir, ce qui a pour effet d'augmenter la pression de fluides et favoriser la montée en surface. L'ouverture de failles peut elle-même résulter de mouvements tectoniques ou de réajustements de plaques. La simultanéité des manifestations volcaniques hyperalcalines sur le pourtour du Golfe de Californie semble indiquer que ces éruptions ont été induites par des phénomènes tectoniques régionaux qui sont liés à la fracturation du bloc continental lors de la formation du proto-golfe de Californie.

II.- Relation volcanisme hyperalcalin - ouverture du Golfe de Californie

La reconstitution de l'histoire tectonique du nord-ouest du Mexique durant le Tertiaire, est basée sur la distribution des anomalies magnétiques du plancher océanique Pacifique, qui permet de suivre l'évolution de la subduction des plaques océaniques Farallon et Guadalupe sous la plaque continentale Nord Américaine au cours des derniers 30 Ma (Atwater, 1989 ; Lonsdale, 1989 ; Stock et Lee, 1994). En Amérique du Nord la subduction a changé fondamentalement de nature à partir du moment où la dorsale Est Pacifique entre en contact avec la Plaque Amérique du nord, au point triple de Mendocino (Californie). Cette collision de la ride Est Pacifique entraîne une fragmentation de la Plaque Farallon en une succession de micro-plaques et le développement progressif d'une zone sans subduction (Mammerickx et Klitgord, 1982 ; Atwater, 1989 ; Lonsdale, 1989; Stock et Lee, 1994 ; Dickinson, 1997).

Différents cycles volcaniques datés de 27-22 Ma, 18-14 Ma et 12 Ma (Lonsdale, 1989) sont associés au déplacement progressif du point triple de Mendocino vers le nord, le long de la côte de Californie et à la subduction des micro-plaques de Monterrey et Arguello, qui s'achève respectivement à 19,5 et 17,5 Ma (Atwater, 1989 ; Fernandez et Hey, 1991 ; Nicholson *et al.*, 1994). Dans le nord-ouest du Mexique, la subduction est en relation avec les micro-plaques de Guadalupe et de Magdalena, qui seront actives sous la côte ouest de la Basse Californie jusqu'à environ 12,5 Ma (Stock et Lee, 1994).

Les reconstitutions géodynamiques montrent que la région du *Pinacate* n'était pas concernée par les processus de subduction qui ont formé l'arc magmatique Comondú, entre 24 et 16 Ma dans la partie nord de la péninsule et qui est restée active jusqu'à 11 Ma dans la partie sud (Sawlan, 1991 ; Fenby et Gastil, 1991 ; Dickinson, 1997). Les corrélations géologiques de part et d'autre du Golfe de Californie, indiquent que le champ volcanique du *Pinacate* (CVP), se situait face à la région de *Jacumba* en California (Gastil *et al.*, 1979 ; Dickinson, 1997), qui s'en est éloignée par suite du jeu dextre de la faille de San Andreas (Fig. IV-4).

Les épisodes volcaniques miocènes en Californie et dans la partie sud-ouest de l'Arizona, interviennent après une longue période de calme volcanique et en relation avec un épisode tectonique marqué par une extension généralisée. Les modèles proposés, qui considèrent des phénomènes de décompression du manteau asthénosphérique par suite d'un amincissement important de la lithosphère, ne permettent pas d'expliquer de manière satisfaisante la répartition géographique et la grande diversité de ces magmas, tant du point de vue chimique qu'isotopique (Rogers *et al.*, 1995; Beard et Johnson, 1997). Le modèle faisant intervenir le développement progressif d'une fenêtre asthénosphérique, en relation avec la fin du régime de subduction, semble plus convaincant (Dickinson et Snyder, 1979 ; Severinghaus et Atwater, 1990 ; Dickinson, 1997). Cependant, Miller *et al.* (2000), ont montré que les variations observées dans la source des laves du Désert de *Mojave*, soulignaient également un changement de la structure de la lithosphère, avec une lithosphère sous-continentale précambrienne à l'est et une lithosphère océanique à l'ouest.

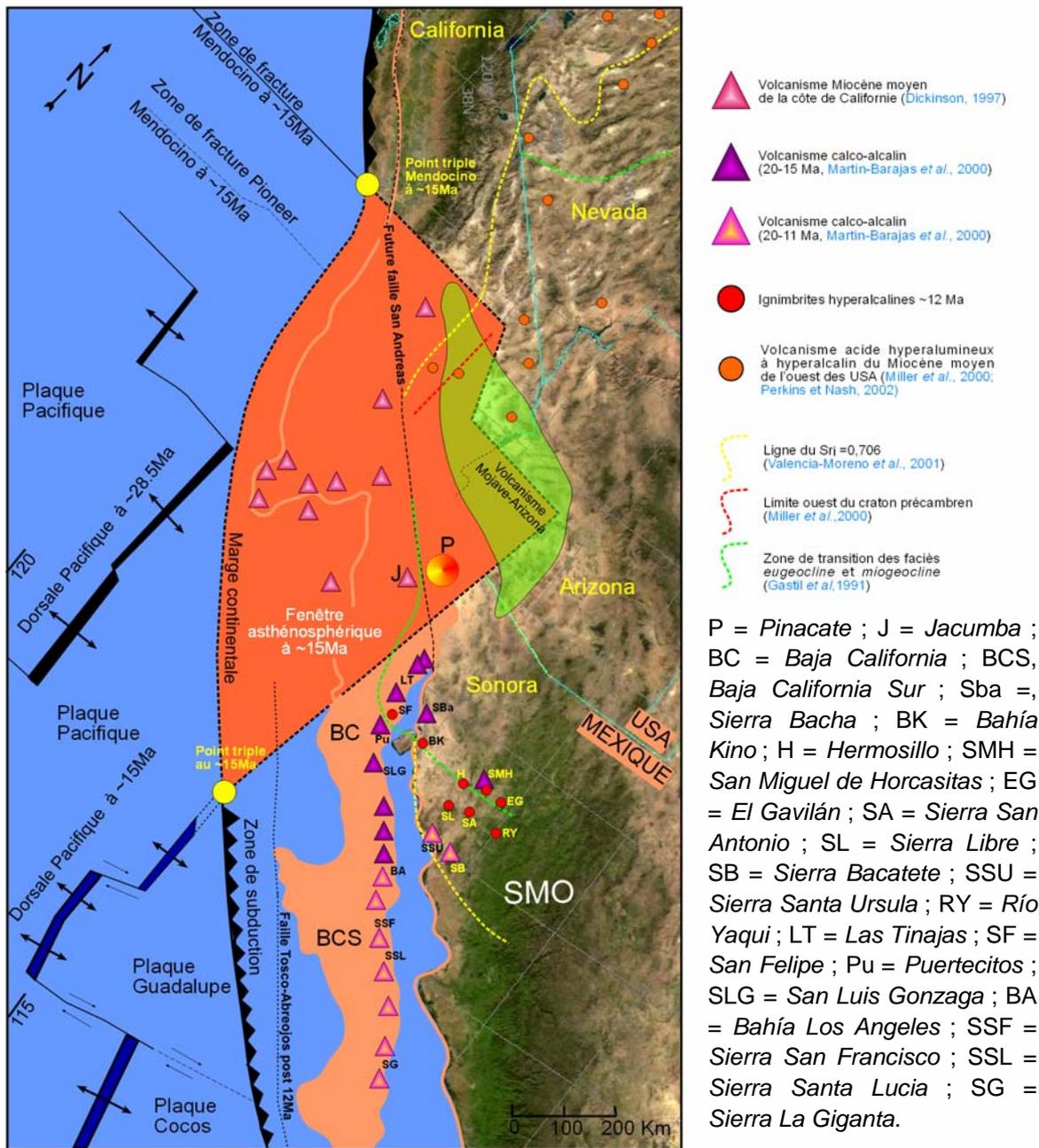


Figure IV-4 : Evolution tectono-magmatique du NW du Mexique et du SW des USA au cours du tertiaire. Modifié d'après Dickinson (1997).

Les données géochimiques et isotopiques sur les séquences volcaniques miocènes pré-Pinacate soulignent de la même manière la présence de sources différentes pour ce volcanisme et des signatures qui varient d'est en ouest. Nous avons montré que l'empreinte d'une source asthénosphérique se manifestait progressivement à l'ouest, alors que les magmas mis en place au miocène dans la partie orientale, avaient des caractéristiques chimiques et isotopiques indiquant la présence d'une lithosphère précambrienne. Ceci nous conduit à adopter pour ce secteur un modèle selon lequel le Pinacate se situerait [1] sur la bordure du craton nord-américain et [2] à l'aplomb d'une fenêtre asthénosphérique. La destabilisation thermique

induite par la remontée de matériel asthénosphérique chaud aurait entraîné, à partir de 20 Ma, la fusion partielle d'une lithosphère à structure hétérogène expliquant la variété des signatures isotopiques observées (Fig. IV-5). La présence d'une lithosphère précambrienne à l'est, est corroborée par les signatures des laves des *Cerros Tres Mosqueteros* et *El Picú* ; les données isotopiques du *Cerro San Pedro* et de la *Sierra Batamote* indiquent pour leur part que c'est un manteau lithosphérique plus récent qui a été impliqué dans la genèse de ces basaltes. Les laves du volcan bouclier quaternaire *El Pinacate* ont perdu quant à elles toute signature lithosphérique.

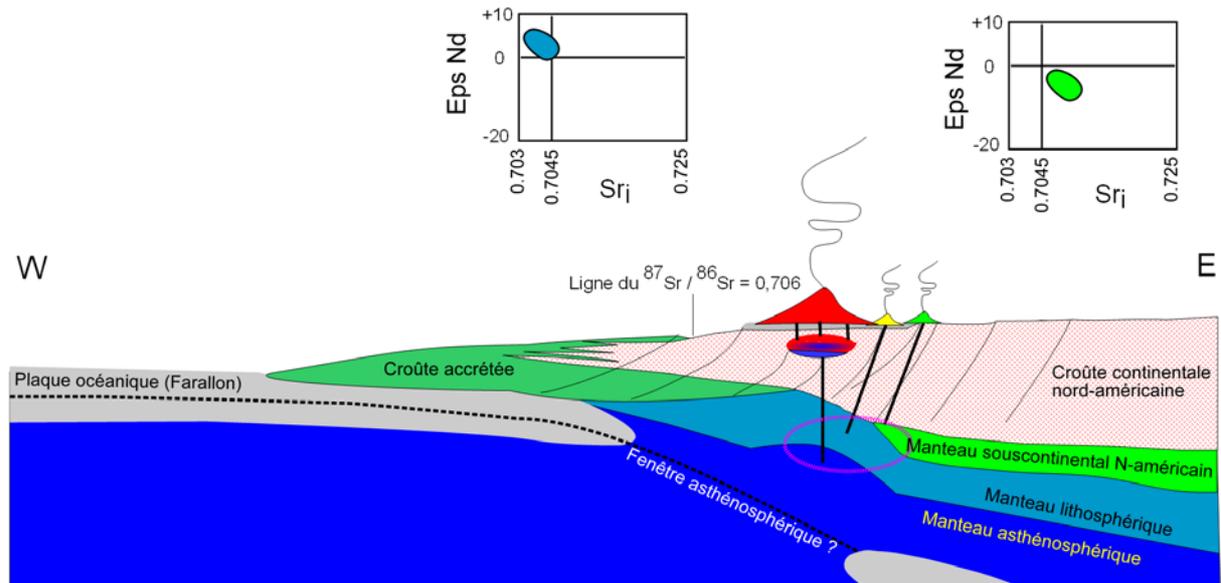


Figure IV-5 : Schéma de la structure de la lithosphère dans la région du Pinacate, au Miocène moyen. Inspiré de Miller *et al.*, 2000.

Un volcanisme acide hyperalcalin se manifeste dans le sud-ouest des USA après une très longue période (45 à 17 Ma) de magmatisme calco-alcalin (Best *et al.*, 1989). De nombreuses manifestations acides hyperalumineuses à hyperalcalines se développent - parallèlement à la ligne du strontium ($Sr_i = 0.706$, Kistler et Peterman, 1978) et/ou de $\epsilon Nd = -7$ (Farmer et DePaolo, 1983) qui marque la limite du socle précambrien - depuis le Nevada, au nord, jusqu'à la Californie (Scott *et al.*, 1995 ; Miller *et al.*, 2000 ; Perkins et Nash, 2002) à partir de 17 Ma. Le volcanisme hyperalcalin de la région du *Pinacate* (15-12 Ma) constitue la terminaison méridionale de ces affleurements américains (Fig. IV-4). Il n'a donc pas la même signification que les manifestations de même nature du Sonora central, qui sont liées aux stades précurseurs de l'ouverture du proto-golfe de Californie.

L'histoire tectono-magmatique miocène de la Basse Californie et du Sonora central est en relation avec la migration d'un point triple vers le sud et à la fin progressive des phénomènes de subduction. La distension proto-golfe a affecté, au nord, une vaste région entre le Sonora et le sud de l'Arizona, alors que dans les secteurs méridionaux, ces mécanismes n'ont pas commencé de manière importante avant 12 Ma (Nagy, 2000). Dans la partie nord, le magmatisme d'arc lié

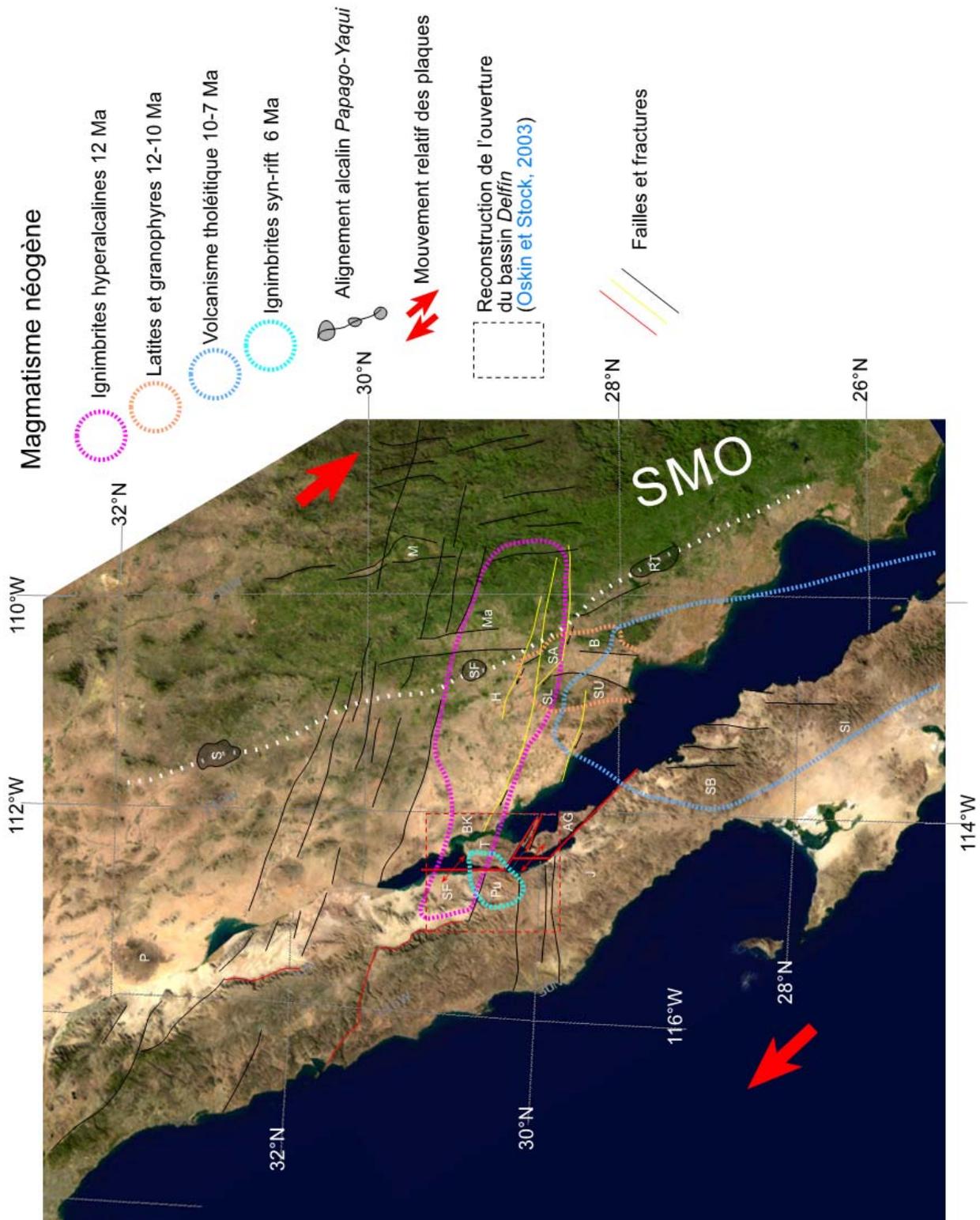


Figure IV-6 : Reconstruction de la position relative de la Basse Californie et du Sonora avant l'ouverture du Golfe, montrant les corrélations entre les structures et le volcanisme Miocène moyen. P, Pinacate ; S, Saric ; M, Moctezuma ; Ma, Mazatán ; SF, San Francisco de Batúc , H, Hermosillo ; SL, Sierra Libre ; SA, Sierra San Antonio ; SU, Sierra Santa Ursula ; B, Sierra Bacatete ; RT, Rosario Tesopaco ; BK, Bahía Kino ; IT, Isla Tiburón ; AG, Isla Angel de la Guarda ; SF, San Felipe ; Pu, Puertecitos ; J, Jaraguay ; SB, San Borja ; SI, San Ignacio.

à la subduction se termine également plus tôt (~ 17-15 Ma, [Martín-Barajas et al., 2000](#)), alors que les dernières manifestations sont, au sud, datées à ~11 Ma ([Sawlan, 1991](#)). Dans toute la partie nord du Golfe, le craton nord-américain est présent. L'existence de cette croûte ancienne et "froide" explique un comportement mécanique beaucoup plus rigide ayant induit une distension diffuse dans tout ce secteur. Plusieurs épisodes transtensifs se sont ainsi succédés dans le Sonora depuis au moins le Miocène inférieur, soulignant cette résistance à la déformation ([Gans, 1997](#) ; [Valenzuela, 2003](#) ; [Valenzuela et al., 2005](#)).

Une reconstitution de la position originelle de la Basse Californie par rapport au Sonora avant l'ouverture du Golfe ([Stock, 2000](#) ; [Oskin et Stock, 2003b](#)), montre que le volcanisme hyperalcalin miocène moyen se situe dans un secteur géographique bien délimité, correspondant à un domaine structural particulier ([Fig. IV-4](#) et [Fig. IV-6](#)). Les ignimbrites sont en effet cantonnées dans une bande d'orientation est-ouest qui coïncide avec [1] la transition entre les faciès de plateforme et les faciès profonds du Paléozoïque (*miogeoclinal* et *eugeoclinal* de [Gastil et al., 1991](#) ; [Valencia-Moreno et al., 2001](#) ; [Oskin, 2002](#)) et [2] entre les terrains exotiques du *Guerrero terrane* ([Tardy et al., 1994](#) ; [García-Díaz, 2004](#)) et le craton nord-américain identifié par les signatures isotopiques en Sr et en ϵNd ($\text{Sr}_i = 0,706$ et $\epsilon\text{Nd} = -3,4$ de [Valencia-Moreno et al., 2001, 2003](#)). Cette limite correspond également aux derniers affleurements calco-alcalins acides présents dans la *Sierra Santa Ursula* et la *Sierra Bacatete* ([Mora-Klepeis et McDowell, 2004](#) ; [Vargas-Navarro, 2005](#)).

Du point de vue géodynamique, l'âge de mise en place des ignimbrites correspond à la fin du régime de subduction (~ 12 Ma) et au début de la migration vers le sud du système de failles transformantes *Tosco-Abreojos* ([Spencer et Normark, 1979](#) ; [Fig. IV-4](#)) qui marque le début du transfert de la Basse Californie vers la Plaque Pacifique, transfert qui sera achevé lors du dernier saut de ride à l'entrée du Golfe vers 6 Ma ([Klitgord et Mammerickx, 1982](#) ; [Stock et Hodges, 1989](#)).

En conclusion, en Sonora central comme en Basse Californie nord, le magmatisme bimodal à caractère transitionnel, représenté principalement en surface par des ignimbrites hyperalcalines, marque un épisode de rupture de la croûte continentale, qui est le stade initial de formation du rift du proto-golfe de Californie. Cet épisode est particulièrement bien identifiable en raison de la nature même des roches : les ignimbrites sont en effet l'un des seuls type de manifestation volcanique qui soit un excellent marqueur stratigraphique, car elles ont la propriété de couvrir des surfaces importantes en peu de temps. Le développement de mouvements extensifs E-W et la mise en place, vers 10 Ma, de volumes importants de magmas tholéitiques, plus au sud dans la région de Guaymas, marque un stade plus avancé de l'amincissement crustal. Un évènement transtensif dextral (~ 7 Ma) responsable de la rotation de blocs, conduira finalement à l'abandon de ce rift et au développement du système actuel du Golfe de Californie marqué, dès 6 Ma, par l'apparition dans l'île *Tiburón* comme à *Puertecitos* en Basse Californie, d'un volcanisme syn-rift ([Oskin et Stock, 2003b](#)).

Bibliographie

- AGUILERA J.G., 1896 - Itinerarios geológicos: bosquejo geológico de México. *Inst. Geol. México*, **4**, 118-119.
- AGUILLÓN-ROBLES A., 2002 - Subduction de dorsale et évolution du magmatisme associé : exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire. *Thèse Univ. Bretagne Occidentale*, 214 p.
- ALBRECHT A., GOLDSTEIN S.L., 2000 - Effects of basement composition and age on silicic magmas across an accreted terrane-Precambrian crust boundary, Sierra Madre Occidental, Mexico. *J. South Am. Earth Sci.*, **13**, 255-273.
- ALEXANDER E.C. Jr., MICKELSON G.M., LANPHERE M.A., 1978 - Mmhb-1: a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard. In Zartman R.E. (Ed.), Short papers of the fourth international conference, geochronology, cosmochronology, and isotope geology. *U.S. Geol. Survey, Open-File Report 78-701*, 6-8.
- ANDERSEN D.J., LINDSLEY D.H., 1985 - New (and final) models for the Ti-magnetite-ilmenite geothermometer and oxygen barometer. *EOS*, **66**, 416.
- ANDERSON A.T., 1968 - The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas, Thristan da Cunha. *Am. J. Sci.*, **266**, 704-727.
- ANGELIER J., COLLETTA B., CHOROWICZ J., ORTLIEB L., RANGIN C., 1981 - Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *J. Struct. Geol.*, **3**, 347-357.
- ARAÑA V., BADIOLA E., HERNAN F., 1973 - Peralkaline acid tendencies in Gran Canaria (Canary Islands). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 53-62.
- ARAÑA V., BARBERI F., SANTACROCE R., 1974 - Some data on the comendite type area of S. Pietro and S. Antioco Islands, Sardinia. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 725-736.
- ATWATER T.A., 1989 - Plate tectonic history of northeast Pacific and western North America. In E.L. Winterer, D.M. Hussong & R.W. Decker (Eds.), The eastern Pacific Ocean and Hawaii. *Geol. Soc. Am. Geology of North America*, **N**, 21-72.
- AVANZINELLI R., BINDI L., MENCHETTI S., CONTICELLI S., 2004 - Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos*, **73**, 41-69.
- BACHMANN O., DUNGAN M.A., LIPMAN P.W., 2002 - The Fish canyon magma body, San Juan volcanic field, Colorado: Rejuvenation and eruption of an upper-crustal batholith. *J. Petrol.*, **43**, 1469-1503.
- BAILEY D.K., 1974 - Experimental petrology relating to oversaturated peralkaline volcanics: a review. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 635-652.
- BAILEY D.K., MACDONALD R., 1970 - Petrochemical variations among mildly peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **28**, 340-351.
- BAILEY D.K., MACDONALD R., 1987 - Dry peralkaline felsic liquids and carbon dioxide flux through the Kenya rift zone. In Mysen B. (Ed.), Magmatic processes: physicochemical principles. *Geoch. Soc. Spec. Publi.* **1**, 91-105.
- BAILEY D.K., SCHAIRER J.F., 1964 - Feldspar-liquid equilibria in peralkaline liquids: the orthoclase effect. *Am. J. Sci.*, **262**, 1198-1206.
- BAILEY D.K., SCHAIRER J.F., 1966 - The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ at 1 atm and the genesis of alkaline rocks. *J. Petrol.*, **7**, 114-170.

- BAILEY D.K., COOPER J.P., KNIGHT J.L., 1974 - Anhydrous melting and crystallisation of peralkaline obsidians. *In* Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 653-665.
- BAKER B.H., 1987 - Outline of the petrology of the Kenya Kenya rift alkaline province. *In* Fitton J.G. & Upton B.G.J. (Eds.), Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publi.* **30**, 293-311.
- BAKER B.H., McBIRNEY A.R., 1985 - Liquid fractionation, part III: Geochemistry of zoned magmas and the compositional effect of liquid fractionation. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **24**, 55-81.
- BAKER P.E., 1974 - Peralkaline acid volcanic rocks of oceanic islands. *In* Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 737-754.
- BARBERI F., SANTACROCE R., VARET J., 1974 - Silicic peralkaline volcanic rocks of the Afar depression (Ethiopia). *In* Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 755-790.
- BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., TREUIL M., VARET J., 1975 - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift Ethiopia). *J. Petrol.*, **16**, 22-56.
- BARCLAY J., CARROLL M.R., HOUGHTON B.F., WILSON C.J.N., 1996 - Pre-eruptive volatile content and degassing history of an evolving peralkaline volcano. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **74**, 75-87.
- BARKER D.S., 1987 - Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. *In* Fitton J.G. & Upton B.G.J. (Eds.), Alkaline Igneous Rocks. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publi.* **30**, 415-431.
- BARTOLINI C., MORALES-MONTAÑO M., DAMON P., SHAFIQUZZAH M., 1992 - K-Ar ages of tilted tertiary volcanic rocks associated with continental conglomerates, Sonoran Basin and Range Province, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **24**, 6.
- BARTOLINI C., SHAFIQUZZAH M., DAMON P.E., MORALES-MONTAÑO M., 1993 - Preliminary geochronology (K-Ar) and chemistry of the Comedores Formation (Volcanic Field), Northern Sonora, Mexico. *EOS*, **74**, 43.
- BARTOLINI C., DAMON P.E., SHAFIQUZZAH M., MORALES-MONTAÑO M., 1994 - Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México. *Geofis. Int.*, **33**, 67-77.
- BEARD B.L., JOHNSON C.M., 1997 - Hafnium isotope evidence for the origin of Cenozoic basaltic lavas from the southwestern United States. *J. Geophys. Res.*, **102**, 20149-20178.
- BERTOLIO S., 1895 - Sulle comenditi, nuovo gruppo di rioliti con egirina. *Accad. Lincei, Roma*, **4**, 48-50.
- BEST M.G., 2003 - Igneous and metamorphic petrology. Blackwell publishing, 730 p.
- BEST M.G., CHRISTIANSEN E.H., DEINO A.L., GROMME C.S., MCKEE E.H., NOBLE D.C., 1989 - Excursion 3A: Eocene through Miocene volcanism in the Great Basin of the western United States. *In* C.E. Chapin & J. Zidek (Eds.), Field excursions to volcanic terranes in the western United States, volume II: Cascades and intermountain west. *New Mexico Bureau Min. & Mineral Res. Memoir* **47**, 91-133.
- BEVIER M.L., ARMSTRONG R.L., SOUTHER J.G., 1979 - Miocene peralkaline volcanism in west-central British Columbia - Its temporal and plate-tectonic setting. *Geology*, **7**, 389-392.
- BIZOUARD H., BARBERI F., VARET J., 1976 - Minéralogie des séries volcaniques axiales de l'Afar : précisions sur les processus et les conditions de fractionnement des magmas basaltiques dans les zones en accréation. *Bull. soc. Géol. France*, (7) **XVIII**, 837-840.
- BIZOUARD H., BARBERI F., VARET J., 1980 - Mineralogy and petrology of Erta Ale and Boina volcanic series, Afar rift, Ethiopia. *J. Petrol.*, **21**, 401-436.

- BLACK S., MACDONALD R., KELLY M.R., 1997 - Crustal origin for peralkaline rhyolites from Kenya: evidence from U-series disequilibria and Th-isotopes. *J. Petrol.*, **38**, 277-297.
- BLACK S., MACDONALD R., BARREIRO B., DUNKLEY P., SMITH M., 1998 - Open system alkaline magmatism in northern Kenya: evidence from U-series disequilibria and radiogenic isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **131**, 365-378.
- BLAIR K., GANS P.B., 2003 - Stratigraphy of the Sahuaripa basin and preliminary comparison to the Río Yaqui basin, east-central Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **34** (6), electronic abstract.
- BOCKOVEN N.T., 1980 - Reconnaissance geology of the Yécora-Ocampo area, Sonora and Chihuahua, Mexico. *PhD thesis, Univ. Texas, Austin*, 197 p.
- BOHRSON W.A., REID M.R., 1997 - Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in a ocean island setting by crustal melting and open system processes: Socorro Island, Mexico. *J. Petrol.*, **38**, 1137-1166.
- BOHRSON W.A., REID M.R., GRUNDER A.L., HEIZLER M.T., HARRISON T.M., LEE J., 1996 - Prolonged history of silicic peralkaline volcanism in the Eastern Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **101**, 11457-11474.
- BOURGOIS J., RENARD V., AUBOUIN J., BANDY W., BARRIER E., CALMUS T., CARFANTAN J.C., GUERRERO J; MAMMERICKK J., MERCIER de LEPINAY B., MICHAUD F., SOSSON M., 1988 - Fragmentation en cours du bord Ouest du continent nord américain : les frontières sous-marines du bloc Jalisco (Mexico). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 1121-1130.
- BOWEN N.L., 1937 - Recent high-temperature research on silicates and its significance in igneous geology. *Am. J. Sci.*, **33**, 1-21.
- BOYNTON W.V., 1984 - Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In P. Henderson (Ed), Rare earth element geochemistry. *Elsevier*, 63-114.
- BRANNEY M.J., KOKELAAR B.P., 1992 - A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high grade ignimbrites. *Bull. Volcanol.*, **54**, 504-520.
- BUDDINGTON A.F., LINDSLEY D.H., 1964 - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalent. *J. Petrol.*, **5**, 310-357.
- CALLES-MONTIJO R., 1999 - Evolución tectonosedimentaria de las cuencas terciarias : porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua Sonora central, México. *Tesis de Maestria Univ. Sonora*, 67 p.
- CALMUS T., AGUILLÓN-ROBLES A., MAURY R.C., BELLON H., BENOIT M., COTTEN J., BOURGOIS J., MICHAUD F., 2003 - Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, **66**, 77-105.
- CAMERON K.L., HANSON G.N., 1982 - Rare earth element evidence concerning the origin of voluminous mid-Tertiary rhyolitic ignimbrites and related volcanic rocks, Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1489-1503.
- CAMERON K.L., CAMERON M., 1986 - Whole-rock/groundmass differentiation trends of rare earth elements in high-silica rhyolites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 759-769.
- CAMERON K.L., CAMERON M., BAGBY W.C., MOLL E.J., DRAKE R.E., 1980 - Petrologic characteristics of mid-Tertiary volcanic suites, Chihuahua, Mexico. *Geology*, **8**, 87-91.
- CAMERON K.L., NIMZ G.J., KUENTZ D., NIEMEYER S., GUNN S., 1989 - Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico: A link between tertiary continental arc and flood basalt magmatism in northern America. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7817-7840.

- CAMERON M., BAGBY W.C., CAMERON K.L., 1980 - Petrogenesis of voluminous Mid-Tertiary ignimbrites of the Sierra Madre Occidental, Chihuahua, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **74**, 271-284.
- CARLSON R.W., HART W.K., 1987 - Crustal genesis on the Oregon plateau. *J. Geophys. Res.*, **92**, 6191-6206.
- CARMICHAEL I.S.E., 1962 - Pantelleritic liquids and their phenocrysts. *Miner. Mag.*, **33**, 86-113.
- CARMICHAEL I.S.E., 1964 - The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. *J. Petrol.*, **5**, 435-460.
- CARMICHAEL I.S.E., 1967 - The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **14**, 36-64.
- CARMICHAEL I.S.E., MACKENZIE W.S., 1963 - Feldspar-liquid equilibria in pantellerites: an experimental study. *Am. J. Sci.*, **261**, 382-396.
- CAROFF M., MAURY R.C., LETERRIER J., JORON J-L., COTTEN J., GUILLE G., 1993 - Trace element behaviour in the alkali basalt-comendite trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos*, **30**, 1-22.
- CEBULA G.T., KUNK M.J., MEHNERT H.H., NAESER C.W., OBRADOVICH J.D., SUTTER J.F., 1986 - The Fish Canyon Tuff: A potential standard for the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and fission track dating methods. *Terra Cognita*, **6**, 140.
- CHAULOT-TALMON J.F., 1984 - Etude géologique et structurale des ignimbrites du Tertiaire de la Sierra Madre Occidental, entre Hermosillo et Chihuahua, Mexique. *Thèse Univ. Paris-Sud, Orsay*, 273 p.
- CHAZOT G., BERTRAND H., 1995 - Genesis of silicic magmas during Tertiary continental rifting in Yemen. *Lithos*, **36**, 69-83.
- CIONI R., GIONCADA A., 2003 - The comenditic ignimbrites and lavas of San Pietro Island (Sardinia, Italy): inferences on degassing and evolution of peralkaline magmas from melt inclusions. *Geophys. Res. Abstracts*, **5**, 14346.
- CIRETT-GALÁN J.E., AGUILAR-RAMOS F., 1989 - Características geológicas e hidrogeoquímicas del valle de Ures, Sonora, México. *Tesis Profesional Univ. Sonora*, xxx p.
- CIVETTA L., CORNETTE Y., CRISCI G., GILLOT P.Y., ORSI G., REQUEJO C.S., 1984 - Geology, geochronology and chemical evolution of the island of Pantelleria. *Geol. Mag. Lond.*, **121**, 541-562.
- CIVETTA L., CORNETTE Y., GILLOT P.Y., ORSI G., 1988 - The eruptive history of Pantelleria (Sicily channel) in the last 50 ka. *Bull. Volcanol.*, **50**, 47-57.
- CIVETTA L., D'ANTONIO M., ORSI G., TILTON G.R., 1998 - The geochemistry of volcanic rocks from Pantelleria Island, Sicily channel: petrogenesis and characteristics of the mantle source region. *J. Petrol.*, **39**, 1453-1491.
- CLARK A.H., ARCHIBALD D.A., LEE A.W., FARRAR E., HODGSON C.J., 1998 - Laser Probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of early- and late-stage alteration assemblages, Rosario porphyry copper-molybdenum deposit, Collahuasi District, I Region, Chile. *Econ. Geol.*, **93**, 326-337.
- CLEMENS J.D., HOLLOWAY J.R., WHITE A.J.R., 1986 - Origin of an A-type granite: Experimental constraints. *Am. Mineral.*, **71**, 317-324.
- COCHEMÉ J-J., 1981 - Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **293**, 989-991.
- COCHEMÉ J-J., 1985 - Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif. *Thèse Doct. Etat Univ. Aix-Marseille III*, 209 p.

- COCHEMÉ J.-J., DEMANT A., 1991 - Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico. *In* E. Pérez-Segura & C. Jacques-Ayala (Eds.), *Studies of Sonoran geology. Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **254**, 81-94.
- COCHEMÉ J.-J., DEMANT A., AGUIRRE L., HERMITTE D., 1988 - Présence de heulandite dans les remplissages sédimentaires liés au "Basin and Range" (formation Báucarit) du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **307**, 643-649.
- COCHEMÉ J.-J., AGUIRRE L., BEVINS R.E., ROBINSON D., MÜNCH P., 1994 - Zeolitization processes in basic lavas of the Baucarit Formation, northwestern Mexico. *Rev. Geol. Chile*, **21**, 217-231.
- COLLETTA B., ANGELIER J., 1983 - Tectonique cassante du nord-ouest mexicain et ouverture du Golfe de Californie. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **7**, 433-441.
- COLLINS W.J., BEAMS S.D., WHITE A.J.R., CHAPPELL B.W., 1982 - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 189-200.
- CONEY P.J., HARMS T.A., 1984 - Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, **12**, 550-554.
- CORNETTE Y., CRISCI G.M., GILLOT P.Y., ORSI G., 1983 - The recent volcanic history of Pantelleria: a new interpretation. *In* M.F. Sheridan & F. Barberi (Eds.), *Explosive volcanism. J. Volcanol. Geother. Res.*, **17**, 361-373.
- CORSINI M., VAUCHEZ A., CABY R., 1996 - Ductile duplexing at a bend of a continental-scale strike-slip shear zone: example of NE Brazil. *J. Struct. Geol.*, **18**, 385-394.
- CORTES E.A., FRANCO E.M., FERNANDEZ M.A., VERA A., 1976 - Geología del área del Pinacate en el desierto de Altar, Sonora, México. *Tesis Profesional IPN*, 163 p.
- COSTA F., SINGER B., 2002 - Evolution of Holocene dacite and compositionally zoned magma, Volcán San Pedro, southern volcanic zone, Chile. *J. Petrol.*, **43**, 1571-1593.
- COUCH S., SPARKS R.S.J., CARROLL M.R., 2001 - Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, **411**, 1037-1039
- CREASER R.A., PRICE R.C., WORMALD R.J., 1991 - A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**, 163-166.
- CROSS W., IDDINGS J.P., PIRSSON L.V., WASHINGTON H.S., 1902 - A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *J. Geol.*, **10**, 555-690.
- DALRYMPLE G.B., ALEXANDER E.C., LANPHERE M.A., KRAKER G.P., 1981 - Irradiation of samples for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, **1176**, 55 p.
- DAMON P.E., SHAFIQUZZAH M., ROLDÁN-QUINTANA J., COCHEMÉ J.-J., 1983 - El batólito laramide (90-40 Ma) de Sonora. *XV Conv. Nac. Ing. Minas Metal. Geol México*, 63-95.
- DARRAS V., 1999 - Tecnologías prehispánicas de la obsidiana: los centros de producción de la región de Zináparo-Prieto, Michoacán. *CEMCA, Cuadernos de Estudios Michoacanos*, **9**, 201 p.
- DAVIES J.R., MACDONALD R., 1987 - Crustal influence in the petrogenesis of the Naivasha basalt-comendite complex: combined trace element and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *J. Petrol.*, **28**, 1009-1031.
- DAVIS J.M., HAWKESWORTH C.J., 1995 - Geochemical and tectonic transitions in the evolution of the Mogollon-Datil Volcanic field, Mew Mexico, USA. *Chem. Geol.*, **119**, 31-53.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1978a - An introduction to the rock-forming minerals. *Longman Group Limited*, 528 p.

- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J., 1978b - Rock-forming minerals. Vol. 2A: single chain silicates. *Longman Group Limited*, 668 p.
- DEFANT M.J., DRUMMOND M.S., 1990 - Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, **347**, 662-665.
- DEINO A.L., 2001 - Users manual for Mass Spec v. 5.02. *Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ.*, **1a**, 119 p.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., 1973 - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **276**, 3115-3118.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M., 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationship and current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**, 183-210.
- DELPRETTI P., 1987 - Contribution à l'étude de la Sierra Madre Occidental (Mexique) : la séquence volcanique tertiaire de la transversale Tepoca-Yepachic. *Thèse Univ. Aix-Marseille III*, 344 p.
- DEMANT A., 1984 - The Reforma caldera, Santa Rosalía area, Baja California. A volcanological, petrographical and mineralogical study. In V. Malpica-Cruz, S. Celis-Gutiérrez, J. Guerrero-García & L. Ortlieb (Eds.), Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium. *Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol.*, 75-96.
- DEMANT A., 1992 - Marco geológico regional de la Laguna de Zacapu, Michoacan, Mexico. *Collection Etudes Méso-américaines*, n° **II-11**, 55-71.
- DEMANT A., 1998 - Chemistry of primary minerals in volcanic rocks from Hole 917A, East Greenland margin. In A.D. Saunders, H.C. Larsen et S. Wise (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results*, **152**: College Station, TX (Ocean drilling Program), 403-416.
- DEMANT A., COCHEMÉ J.-J., DELPRETTI P., PIGUET P., 1989 - Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico, *Bull. soc. Géol. France*, **(8) V**, 737-748.
- DEPAOLO D.J., 1981 - Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractionnal crystallization. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **53**, 189-202.
- DICKINSON W.R., 1989 - Tectonic setting of Arizona through geologic time. In Jenney J.P. et Reynolds S.J., Geologic evolution of Arizona. *Arizona Geol. Soc. Digest*, **17**, 1-16.
- DICKINSON W.R., 1997 - Tectonic implications of Cenozoic volcanism in coastal California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 936-954.
- DICKINSON W.R., SNYDER W.S., 1979 - Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *J. Geol.*, **87**, 609-627.
- DONNELLY M.F., 1974 - Geology of the Sierra del Pinacate volcanic field, northern Sonora and southern Arizona, USA. *PhD thesis, Stanford Univ.*, 722 p.
- DRUITT T.H., SPARKS R.S.J., 1982 - A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **13**, 147-171.
- DUMBLE E.T., 1900 - Notes on the geology of Sonora, Mexico. *Am. Inst. Mining Engineers*, **29**, 122-152.
- EBY G.N., 1990 - The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**, 115-134.
- EDWARDS B.R., RUSSELL J.K., 2000 - Distribution, nature, and origin of Neogene-Quaternary magmatism in the northern Cordilleran volcanic province, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 1280-1295.

- ENGBRETSON D.C., COX C.A., GORDON R.G., 1985 - Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **206**, 59 p.
- EVANS P., HAWKESWORTH C.J., ROGERS N.W., SCOTT S.C., 1997 - Constraints on the Relative Roles of Magma Mixing and Fractional Crystallisation in a Peralkaline Magma Chamber, Longonot Kenya. *Univ. Cambridge, MINSOC'97 Abstr.*, **2**, 28.
- EWART A., TAYLOR S.R., CAPP A.C., 1968 - Geochemistry of the Pantellerites of Mayor Island, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **17**, 116-140.
- FAN W.M., GUO F., WANG Y.J., LIN G., 2003 - Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **121**, 115-135.
- FARMER G.L., DE PAOLO D.J., 1983 - Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure. I. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin. *J. Geophys. Res.*, **88**, 3379-3401.
- FARMER G.L., GLAZNER A.F., WILSHIRE H.G., WOODEN J.L., PICKTHORN W.J., KATZ M., 1995 - Origin of late cenozoic basalts at the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *J. Geophys. Res.*, **100**, 8399-8415.
- FARMER G.L., ESPINOZA G., MORALES M., MARTIN M.W., BOWRING S.A., 2001 - Nd isotope constraints on sources of Neoproterozoic to Early Cambrian siliciclastic sedimentary rocks in northern Sonora. *J. South Am. Earth Sci.*, **14**, 437-446.
- FAURE G., 2001 - Origine of igneous rocks: the isotopic evidence. *Springer-Verlag, Berlin Heidelberg*, 496 p.
- FENBY S.S., GASTIL R.G., 1991 - A seismo-tectonic map of the Gulf of California and surrounding areas. In J.P. Dauphin & B.R. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular provinces of the Californias. Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir* **47**, 79-83.
- FERNANDEZ L.S., HEY R.N., 1991 - Late Tertiary tectonic evolution of the seafloor spreading system off the coast of California between the Mendocino and Murray fracture zones. *J. Geophys. Res.*, **96**, 17955-17979.
- FERNANDEZ-AGUIRRE M.A., MONREAL-SAAVEDRA R., GRIJALVA-HORO A.S., 1993 - Carta Geológica de Sonora, *Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora*, 1:500,000-escala.
- FERRARA G., TREUIL M., 1974 - Petrological implications of trace-element and Sr isotope distributions in basalt pantellerite series. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), *Oversaturated peralkaline volcanic rocks. Bull. Volcanol.*, **38**, 548-574.
- FITTON J.G., DUNLOP H.M., 1985 - The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **72**, 23-38.
- FITTON J.G., JAMES D., KEMPTON P.D., ORMEROD D.S., LEEMAN W.P., 1988 - The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. *J. Petrol.*, Special lithospheric issue, 331-349.
- FITTON J.G., JAMES D., LEEMAN W.P., 1991 - Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *J. Geophys. Res.*, **96**, 13693-13711.
- FLORES T., 1929 - Reconocimientos geológicos en la región central del Estado de Sonora. *Bol. Inst. Geol. Mexico*, **49**, 267 p.
- FOERSTNER E., 1881 - Nota preliminare sulla geologia dell'Isola di Pantelleria secondo gli studii fatti negli anni 1874 e 1881, dal dottor Enrico Foerstner. *Boll. Rend. Conti Geol. Italia*, **12**, 523-556.
- FÖRSTER H.-J., TISCHENDORF G., TRUMBULL R.B., GOTTESMANN B., 1999 - Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *J. Petrol.*, **40**, 1613-1645.

- FRANCO-VEGA O., 2000 - Biostratigrafía del Ordovicio Temprano en Los Ranchos Pozo Nuevo y Las Norias, Sonora. *Tesis de Maestría Univ. Sonora*, 122 p.
- FREY F.A., PRINZ M., 1978 - Ultramafic inclusions from San Carlos Arizona: Petrologic and geochemical data bearing on their genesis. *Earth Planet. Sci. Lett*, **38**, 129-176.
- GANS P.B., 1997 - Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, **16**, 388-408.
- GANS P.B., BLAIR K., MACMILLAN I., WONG M., ROLDÁN-QUINTANA J., 2003 - Structural and magmatic evolution of the Sonoran rifted margin: a preliminary report. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **34** (6), electronic abstract.
- GARCIA DIAZ J.L., 2004 - Etude géologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d'Olinala, Gro. Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique. *Thèse Univ. Savoie*, 160 p.
- GASPARON M., INNOCENTI F., MANETTI P., PECCERILLO A., TSEGAYE A., 1993 - Genesis of the Pliocene to recent bimodal mafic-felsic volcanism in the Debre Zeit area, Central Ethiopia: volcanological and geochemical constraints. *J. Afric. Earth Sci.*, **17**, 145-165.
- GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., 1977 - Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 189-198.
- GASTIL R.G., PHILLIPS E.C., ALLISON E.C., 1975 - Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geol. Soc. Am. Memoir* **140**, 170 p.
- GASTIL R.G., KRUMMENACHER D., MINCH J., 1979 - The record of cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 839-857.
- GASTIL R.G., MILLER R., ANDERSON P., CROCKER J., CAMPBELL M., BUCH P., LOTHINGER C., LEIER-ENGELHARDT P., DELATTRE M., HOOPS J., ROLDÁN-QUINTANA J., 1991 - The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California. In E. Pérez-Segura & C. Jacques-Ayala (Eds.), Studies of Sonoran geology. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **254**, 7-17.
- GEIST D., HOWARD K.A., LARSON P., 1995 - The generation of oceanic rhyolites by crystal fractionation: the basalt-rhyolite association at Volcán Alcedo, Galapagos Archipelago. *J. Petrol.*, **36**, 965-982.
- GIBSON I.L., 1972 - The chemistry and petrogenesis of a suite of pantellerites from the Ethiopian rift. *J. Petrol.*, **13**, 31-44.
- GIBSON I.L., 1974 - A review of the geology, petrology and geochemistry of the volcano Fantale. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 791-802.
- GILL J., 1981 - Orogenic andesites and plate tectonics. *Springer-Verlag*, 390 p.
- GIMENO D., DIAZ N., GARCÍA-VALLÉS M., MARTÍNEZ-MANENT S., 2003 - Genesis of bottom vitrophyre facies in rhyolitic pyroclastic flows: a case study of syneruptive glass welding (Nuraxi unit, Ulsis, SW Sardinia, Italy). *J. Non-crystal. Solids*, **323**, 91-96.
- GIROD M., 1971 - Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). *Thèse, édition CNRS-CRZA n° 2797*, 195 p.
- GOFF F., 1996 - Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows: *J. Volcanol. Geother. Res.*, **71**, 167-185.
- GÓMEZ-CABALLERO A., NIETO-OBREGÓN J., SHAFIQULLAH M., ARRIAGA M.H., CARRILLO R.P., CERECERO L.M., 1989 - A Miocene borax deposit in the Tubutama area, northwestern Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **13** (6), 58.

- GRIJALVA-NORIEGA F., ROLDÁN-QUINTANA J., 1999 - An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of northern Sonora, in northwestern Mexico. *Rev. Mex. Ciencias Geol.*, **15**, 145-156.
- GROVE T.L., ELKINS-TANTON L.T., PARMAN S.W., CHATTERJEE N., MÜNTENER O., GAETANI G.A., 2003 - Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **145**, 515-533.
- GRUNDER A., LAPORTE D., DRUITT T.H., 2005 - Experimental and textural investigation of welding: effects of compaction, sintering, and vapor-phase crystallization in the rhyolitic Rattlesnake Tuff. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **142**, 89-104.
- GUTMANN J.T., 1972 - Eruptive history and petrology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. *PhD thesis, Stanford Univ.*, xxx p.
- GUTMANN J.T., 1976 - Geology of Crater Elegante, Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 1718-1729.
- GUTMANN J.T., 1977 - Texture and genesis of phenocrysts and megacrysts in basaltic lavas from the Pinacate volcanic field. *Am. J. Sci.*, **27**, 833-861.
- GUTMANN J.T., 1979 - Structure and eruptive cycle of cinder cones in the Pinacate volcanic field and the control of strombolian activity. *J. Geol.*, **87**, 448-454.
- GUTMANN J.T., 1986 - Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, Mexico. *Am. Mineral.*, **71**, 1076-1084.
- GUTMANN J.T., 2002 - Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **113**, 345-356.
- GUTMANN J.T., TURRIN B.D., DOHRENWEND J.C., 2000 - Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field yield notably young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **81**, 33-37.
- HANCHAR J.M., MILLER C.F., WOODEN J.L., BENNETT V.C., STAUDE J.M., 1994 - Evidence from xenoliths for a dynamic lower crust, eastern Mojave desert, California. *J. Petrol.*, **35**, 1377-1415.
- HAUGERUD R.A., KUNK M.J., 1988 - ArAr*, a computer program for reduction of ^{40}Ar - ^{39}Ar data. *U.S. Geol. Survey, Open-File Report* **88-261**, 68 p.
- HAUSBACK B.P., 1984 - Cenozoic volcanism and tectonic evolution of Baja California Sur, México. In V.A. Fritzell (Ed.), *Geology of the Baja California peninsula. Pacific section, Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Los Angeles, California, 219-236.
- HAWKESWORTH C.J., TURNER S., GALLAGHER K., HUNTER A., BRADSHAW T., ROGERS N., 1995 - Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning, and extension in the Basin and Range. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10271-10286.
- HEMMING S.R., McLENNAN S.M., 2001 - Pb isotope compositions of modern deep sea turbidites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**, 489-503.
- HENRY C.D., 1989 - Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**, 1147-1156.
- HENRY C.D., ARANDA-GOMEZ J.J., 1992 - The southern Basin and Range, Mid to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, **20**, 701-704.
- HENRY C.D., PRICE J.G., JAMES E.W., 1991 - Mid-Cenozoic stress evolution and magmatism in the southern Cordillera, Texas and Mexico: Transition from continental arc to intraplate extension. *J. Geophys. Res.*, **96**, 13545-13560.

- HESSE M., GROVE T.L., 2003 - Absarokites from the western Mexican Volcanic Belt: constraints on mantle wedge conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 10-27
- HEUMANN A., DAVIES G.R., 2002 - U–Th disequilibrium and Rb–S age constraints on the magmatic evolution of peralkaline rhyolites from Kenya. *J. Petrol.*, **43**, 557-577.
- HILDRETH W.E., 1979 - The Bishop Tuff: evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. In C.E. Chapin & W.E. Elston (Eds.), Ash flow tuffs. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **180**, 43-75.
- HILDRETH W.E., 1981 - Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism.. *J. Geophys. Res.*, **86**, 10153-10192.
- HOFMANN C., COURTILOT V., FÉRAUD G., ROCHETTE P., YIRGU G., KETEFO E., PIK R., 1997 - Timing of the Ethiopian flood basalt event and implication for plume birth and global change. *Nature*, **389**, 838-841.
- HOLLISTER L.S., GANCARZ A.J., 1971 - Compositional sector-zoning in clinopyroxene from the Narce area. *Am. Mineral.*, **56**, 959-979.
- HOSKIN P.W.O., IRELAND T.R., 2000 - Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**; 627–630.
- IRIONDO A., PREMO W.R., MARTÍNEZ-TORRES L.M., BUDAHN J.R., ATKINSON W.W., SIEMS D.F., GUARÁS-GONZÁLEZ B., 2004 - Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **116**, 154-170.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R., 1971 - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**, 523-548.
- JAMES E.W., HENRY C.D., 1991 - Compositional changes in Trans-Pecos magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. *J. Geophys. Res.*, **96**, 13561-13575.
- JOBIN E., 1999 - Le volcan El Prix, Réserve de la biosphère du Pinacate et grand désert d'Altar, Sonora Mexique. *Rapport fin d'études, Dép. Gen. Géol. Univ, Laval Québec*, 40 p.
- JOHNPEER G.D., 1977 - Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, México. *MS thesis, Arizona State University, Tempe*, 67 p.
- JOHNSON C.M., LIPMAN W., 1988 - Origin of metaluminous and alkaline volcanic rocks of the Latir volcanic field, northern Rio Grande Rift, New Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 107-128.
- JORON J-L., DEMANT A., DARRAS V., 1990 - Détermination de l'origine d'obsidiennes archéologiques du Michoacán nord-occidental (Mexique), par la géochimie des éléments en traces. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **311**, 1513-1520.
- KARIG D.E., JENSKY W., 1972 - The proto-gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **17**, 169-174.
- KING R.E., 1934 - Geological reconnaissance in central Sonora. *Am. J. Sci.*, **28**, 81-101.
- KING R.E., 1939 - Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **50**, 1625-1722.
- KISTLER R.W., PETERMAN Z.E., 1978 - Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial strontium isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* **1071**, 17 p.
- KLITGORD K.D., MAMMERICKX J., 1982 - North East Pacific Rise: Magnetic anomaly and bathymetric framework. *J. Geophys. Res.*, **87**, 6725-6750.
- KOBBERGER G., SCHMINCKE H.U., 1999 - Deposition of rheomorphic ignimbrite D (Mogán Formation) Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Bull. Volcanol.*, **60**, 465-485.

- KOVALENKO V.I., HERVIG R.I., SHERIDAN M.F., 1988 - Ion-microprobe analyses of trace elements in anorthoclase, hedenbergite, aenigmatite, quartz, apatite and glass in pantellerite: evidence for high water contents in pantellerite melts. *Am. Mineral.*, **73**, 1038-1045.
- KUNK M.J., SUTTER J.F., NAESER C.W., 1985 - High-precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine, biotite, hornblende, and plagioclase from the Fish Canyon Tuff, San Juan Volcanic Field, South-central Colorado. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **17**, 636.
- KUNK M.J., WINICK J.A., STANLEY J.O., 2001 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectrum and laser fusion data for volcanic rocks in west central Colorado. *U.S. Geol. Survey, Open-File Report* **01-472**, 94 p.
- LACROIX A., 1927 - Les Rhyolites et les trachytes hyperalcalins quartzifères : à propos de ceux de la Corée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **185**, 1410-1415.
- LACROIX A., 1934 - Volcanisme et lithologie, Mission au Tibesti (1930-1931) dirigée par M. Dalloni. *Acad. Sci. Paris*, **61**, 169-366.
- LAGARDA I.L., 1983 - Evaluación geológico-económica de los depósitos de perlita en la Sierra Santa Ursula, Guaymas, Sonora. *Tesis Profesional Univ. Sonora*, 53 p.
- LAHITTE P., GILLOT P-Y., COURTILLOT V., 2003 - Silicic central volcanoes as precursors to rift propagation: the Afar case. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **207**, 103-116
- LANPHERE M.A., CAMERON K.L., CAMERON M., 1980 - Sr isotopic geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks, Batopilas area, Western Mexico. *Nature*, **286**, 594-596.
- LAPIERRE H., DUPUIS V., MERCIER DE LEPINAY B., TARDY M., RUIZ J., MAURY R.C., HERNANDEZ J., LOUBET M., 1997 - Is the Lower Duarte igneous complex (Hispaniola) a remnant of the Caribbean plume-generated oceanic plateau ? *J. Geol.*, **105**, 111-120.
- LASSAUVAGERIE A-C., 1999 - Genèse, caractérisations et potentiel économique des zéolites du nord-ouest du Mexique. *Thèse Univ. Aix-Marseille III*, 193 p.
- LAVARIEGA-TRUJILLO F.J., 2004 - Mineralización cupro-aurífera al suroeste de Hermosillo, Sonora. *Tesis Profesional Univ. Sonora*, 65 p.
- LEAKE B.E., 1978 - Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, **63**, 1023-1052.
- Le BAS M.J., Le MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, **27**, 745-750.
- Le MAITRE R.W., 1989 - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, United Kingdom, *Blackwell Scientific Publications*, London., 193 p.
- LEEDER M.R., GAWTHORPE R.L., 1987 - Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock (Eds.), *Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Lond. Spec. Publi.* **28**, 139-152.
- LEUNG I.S., 1974 - Sector-zoned titanogaugites : morphology, crystal chemistry and growth. *Am. Mineral.*, **59**, 127-138.
- LIGHTFOOT P.C., HAWKESWORTH C.J., SETHNA S.F., 1987 - Petrogenesis of rhyolites and trachytes from the Deccan trap: Sr, Nd and Pb isotope and trace element evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 44-54.
- LINDSLEY D.H., 1983 - Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, **68**, 477-493.
- LINDSLEY D.H., ANDERSEN D.J., 1983 - A two-pyroxene thermometer. *J. Geophys. Res.*, **88**, 887-906.
- LINNEN R.L., KEPPLER H., 2002 - Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **66**, 3293-3301.

- LIU M., 2001 - Cenozoic extension and magmatism in the North American Cordillera: the role of gravitational collapse. *Tectonophysics*, **342**, 407-433.
- LONSDALE P., 1989 - Geology and tectonic history of the Gulf of California. In E.L. Winterer, D.M. Hussong & R.W. Decker (Eds.), *The eastern Pacific Ocean and Hawaii. Geol. Soc. Am. Geology of North America*, **N**, 499-521.
- LOWENSTERN J.B., MAHOOD G.A., 1991 - New data on magmatic H₂O contents of pantellerite, with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bull. Volcanol.*, **54**, 78-83.
- LUHR J.F., NELSON S.A., ALLAN J.F., CARMICHAEL I.S.E., 1985 - Active rifting in southwestern Mexico : Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, **13**, 54-57.
- LYNCH D.J., 1981 - Genesis and geochronology of alkaline volcanism in the Pinacate volcanic field, northwestern Sonora, Mexico. *PhD Thesis, Univ. Arizona*, 251 p.
- LYNCH D.J., MUSSELMAN T.E., GUTMANN J.T., PATCHETT P.J., 1993 - Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico. *Lithos*, **29**, 295-302.
- MACDONALD R., 1974a - Nomenclature and geochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), *Oversaturated peralkaline volcanic rocks. Bull. Volcanol.*, **38**, 498-516.
- MACDONALD R., 1974b - Tectonic settings and magma associations. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), *Oversaturated peralkaline volcanic rocks. Bull. Volcanol.*, **38**, 575-593.
- MACDONALD R., 1987 - Quaternary peralkaline silicic rocks and caldera volcanoes of Kenya. In Fitton J.G. & Upton B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks. Geol. Soc. Lond. Spec. Publi.* **30**, 313-333.
- MACDONALD R., BAILEY D.K., 1973 - The Chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **440**, 1-37.
- MACDONALD R., BAILEY D.K., SUTHERLAND D.S., 1970 - Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya. *J. Petrol.*, **11**, 507-517.
- MACDONALD R., DAVIES G.R., BLISS C.M., LEAT P.T., BAILEY D.K., SMITH R.L., 1987 - Geochemistry of high-silica rhyolites, Naivasha, Kenya rift Valley. *J. Petrol.*, **28**, 979-1008.
- MACDONALD R., MARSHALL A.S., DAWSON J.B., HINTON R.W., HILL P.G., 2002 - Chevckinite-group minerals from salic volcanic rocks of the East African Rift. *Miner. Mag.*, **66**, 287-299.
- MACMILLAN I., GANS P., ROLDÁN-QUINTANA J., 2003 - Voluminous mid-Miocene silicic volcanism and rapid extension in the Sierra Libre, Sonora, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **34** (6), electronic abstract.
- MAGONTHIER M.C., 1984 - Les ignimbrites de la Sierra Madre Occidental et de la province uranifère de la Sierra Peña Blanca. *Thèse Doct. Etat. Univ. Paris VI*, 183 p.
- MAGONTHIER M.C., 1988 - Distinctive rhyolite suites in the mid-Tertiary ignimbritic complex of the Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8) **IV**, 57-68.
- MAHOOD G.A., 1980 - Geochemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **8**, 199-230.
- MAHOOD G.A., 1981 - Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 129-149.
- MAHOOD G.A., 1984 - Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. *J. Geophys. Res.*, **89**, 8540-8552.

- MAHOOD G.A., BAKER D.R., 1986 - Experimental constraints on depth of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**, 251-264.
- MAHOOD G.A., HALLIDAY A.N., 1988 - Generation of high-silica rhyolite : a Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic belt. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 183-191.
- MAHOOD G.A., HILDRETH W., 1986 - Geology of the peralkaline volcano at Pantelleria, strait of Sicily. *Bull. Volcanol.*, **48**, 143-172.
- MAHOOD G.A., GILBERT C.M., CARMICHAEL I.S.E., 1985 - Peralkaline and metaluminous mixed-liquid ignimbrites of the Guadalajara region, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **25**, 259-271.
- MAHOOD G.A., HALLYDAY A.N., HILDRETH W., 1990 - Isotopic evidence for the origin of pantellerites in a rift related alkalic suite: Pantelleria, Italy. *IAVCEI Abstr.*, Mainz, Germany.
- MAMMERICKX J., KLITGORD K.D., 1982 - Northern East Pacific Rise: evolution from 25 m.y. BP to the present. *J. Geophys. Res.*, **87**, 6751-6759.
- MANHÈS G., ALLÈGRE C.J., DUPRÉ B., HAMELIN B., 1980 - Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complex: speculations about the ages of the Earth and primitive mantle characteristics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 370-382.
- MARKS M., VENNEMANN T., SIEBEL W., MARKL G., 2003 - Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite-alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes. *J. Petrol.*, **44**, 1247-1280.
- MARSHALL A.S., HINTON R.W., MACDONALD R., 1998 - Phenocristic fluorite in peralkaline rhyolites, Olkaria, Kenya Rift Valley. *Miner. Mag.*, **62**, 477-486.
- MARTIN R.F., 1974 - Role of water in pantellerite genesis. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 666-679.
- MARTÍN-BARAJAS A., STOCK J.M., LAYER P., HAUSBACK B., RENNE P., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., 1995 - Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **107**, 407-424.
- MARTÍN-BARAJAS A., FLETCHER J.M., LÓPEZ-MARTÍNEZ M., MENDOZA-BORUNDA R., 2000 - Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the Isla San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*, **318**, 27-51.
- McDOWELL F.W., KEIZER R.P., 1977 - Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlán, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1479-1487.
- McDOWELL F.W., CLABAUGH S.E., 1979 - Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. In C.E. Chapin & W.E. Elston (Eds.), Ash-flow tuffs. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **180**, 113-124.
- McDOWELL F. W., ROLDÁN-QUINTANA J., 1991 - Timing of Late Tertiary extension in central Sonora, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **23**, 274.
- McDOWELL F.W., ROLDÁN-QUINTANA J., AMAYA-MARTÍNEZ R., 1997 - Inter-relationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 1349-1360.
- McDOWELL F.W., ROLDÁN-QUINTANA J., CONNELLY J.N., 2001 - Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **113**, 521-531.
- McLEAN H. HAUSBACK B.P., KNAPP J.H., 1987 - The geology of west-central Baja California Sur, Mexico. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **1579**, 16 p.
- McPHIE J., DOYLE M., ALLEN R., 1993 - Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. *CODES key centre, Univ. Tasmania, Hobart*, 196 p.

- MEAD R.D., KESLER S.E., FOLAN K.A., JONES L.M., 1988 - Relationship of Sonoran tungsten mineralization to the metallogenic evolution of México. *Econ. Geol.*, **3**, 1943-1965.
- MENICUCCI S., 1975 - Reconnaissance géologique et minière de la région entre Hermosillo et le Río Yaqui (Sonora central, Mexique). *Thèse doctorat Univ. Grenoble*, 210 p.
- MESNIER H. P., 1974 - Contribution à l'étude de l'altération hydrothermale et des indices cuprifères présents dans le district de Granel, Sonora central, Mexique. *Thèse doctorat Univ. Paris VI*, 241 p.
- MILLER J.S., WOODEN J.L., 1994 - Anatexis, hybridization and the modification of ancient crust: Mesozoic plutonism in the old Woman mountains area, California. *Lithos*, **32**, 111-133.
- MILLER J.S., GLAZNER A.F., FARMER G.L., SUAYAH I.B., KEITH L.A., 2000 - A Sr, Nd, and Pb isotopic study of mantle domains and crustal structure from Miocene volcanic rocks in the Mojave Desert, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 1264-1279.
- MIRANDA-GASCA M., GÓMEZ-CABALLERO J.A., EASTOE C., 1998 - Borate deposits of northern Sonora, Mexico: stratigraphy, tectonics, stable isotopes and fluid inclusions. *Econ. Geol.*, **93**, 510-523.
- MIYASHIRO A., 1974 - Volcanic rock series in island arc and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**, 321-355.
- MONTIGNY R., DEMANT A., DELPRETTI P., PIGUET P., COCHEME J-J., 1987 - Chronologie K/Ar des séquences volcaniques tertiaires du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**, 987-992.
- MORA-ÁLVAREZ G., 1992 - History of Cenozoic magmatism in the Sierra Santa Ursula, Sonora, México. *MS thesis, Univ. Texas, Austin*, 153 p.
- MORA-ÁLVAREZ G., McDOWELL F.W., 2000 - Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula of western Sonora, Mexico. In H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz & J.M. Stock (Eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **334**, 123-141.
- MORA-KLEPEIS G., McDOWELL F.W., 2004 - Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism? *J South Am. Earth Sci.*, **17**, 297-310.
- MORALES-MONTAÑO M., BARTOLINI C., DAMON P., SHAFIQUZZAH M., 1990 - K-Ar dating, stratigraphy and extensional deformation of Sierra Lista Blanca, Central Sonora, México. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **22 (6)**, 73.
- MORATA D., DEMANT A., DE LA CRUZ R., BARBERO L., SUÁREZ M., 2003 - Late Oligocene peralkaline rhyolites related with bimodal volcanism in the Patagonian Cordillera: evidence for an incipient back-arc extensional basin? *X° Congreso Geológico Chileno, Concepción*, Extended abstracts on CD.
- MORIMOTO N., FABRIÈS J., FERGUSON A., GINZBURG I., ROOS M., SEIFERT F., ZUSSMAN J., 1988 - Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, **111**, 535-550.
- MORTAZAVI M., SPARKS R.S.J., 2004 - Origin of rhyolite and rhyodacite lavas and associated mafic inclusions of Cape Akrotiri, Santorini: the role of wet basalt in generating calcalkaline silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **146**, 397-413.
- MÜNCH P., 1993 - Pétrologie et géochimie des tufs et des roches volcano-détritiques des bassins miocènes dans la région du Sonora, Mexique. Contribution à l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif. *Thèse Univ. Aix-Marseille III*, 215 p.
- MÜNCH P., DUPLAY J., COCHEMÉ J-J., 1996 - Alteration of acidic vitric tuffs interbedded in the Báucarit Formation, Sonora State, Mexico. Contribution of transmission and analytical electron microscopy. *Clays and Clay Minerals*, **44**, 49-67.

- MUNGALL J.E., MARTIN R.F., 1995 - Petrogenesis of basalt-comendite and basalt-pantellerite suites, Terzeira, Azores and some implications for the origin of the ocean-islands rhyolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**, 43-55.
- MURPHY M.D., SPARKS R.S.J., BARCLAY J., CARROLL M.R., LEJEUNE A.M., BREWER T.S., MACDONALD R., BLACK S., 1998 - The role of magma mixing in triggering the current eruption of the Soufriere Hills volcano, Montserrat. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3433-3436.
- NAGY E.A., 2000 - The relationship between the Rivera triple junction and the location of the ocean continent structural transition in the Pacific-North America plate boundary. *Margins, NSF-UGM, Pto Vallarta, Abstr.*, 82.
- NAGY E.A., GROVE M., STOCK J.M., 1999 - Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **93**, 1-30.
- NELSON D.O., NELSON K.L., REEVES K.D., MATTISON G.D., 1987 - Geochemistry of Tertiary alkaline rocks of the Eastern Trans-Pecos magmatic Province, Texas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**, 268-294.
- NELSON S.A., HEGRE J.A., 1990 - Volcán Las Navajas, a Pliocene-Pleistocene trachyte/peralkaline rhyolite volcano in the north-western Mexican volcanic belt. *Bull. Volcanol.*, **52**, 186-204.
- NICHOLLS J., CARMICHAEL I.S.E., 1969 - Peralkaline acid liquids: a petrological study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **20**, 268-294.
- NICHOLSON C., SORLIEN C.C., ATWATER T., CROWELL J.C., LUYENDYK B.P., 1994 - Microplate capture, rotation of the western Transverse Ranges, and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system. *Geology*, **22**, 491-495.
- NIXON G.T., 1988 - Petrology of the younger andesites and dacites of Iztaccihuatl volcano, Mexico : I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrol.*, **29**, 213-264.
- NOBLE D.C., 1965 - Gold flat member of Thirsty Canyon tuff. A pantellerite ash flow sheet in southern Nevada. *US Geol. Surv. Prof. Paper*, **525-B**, 85-90.
- NOBLE D.C., 1966 - Comenditic Volcanic Rocks in the Western United States. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **87**, 117-118.
- NOBLE D.C., 1968 - Systematics variation of major elements in comendite and pantellerite glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 167-172.
- NOBLE D.C., PARKER D.F. 1974 - Peralkaline silicic volcanic rocks of the western United States. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 803-827.
- NOURSE J.A., ANDERSON T.A., SILVER L.T., 1994 - Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, **13**, 1161-1182.
- ORTEGA-RIVERA A., 2003 - Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México. In S.E. Scott, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, G.H. Girty, D.L. Kimbrough, A. Martín-Barajas (Eds.), Tectonic evolution of Northwestern México and the Southwestern USA. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper*, **374**, 439-455.
- OSKIN M.E., 2002 - Tectonic evolution of the northern Gulf of California, México, deduced from conjugate rifted margins of the upper Delfín Basin. *PhD thesis California Institute of Technology*, Pasadena, 487 p.
- OSKIN M.E., STOCK J.M., 2003a - Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California. *Geology*, **31**, 23-26.

- OSKIN M.E., STOCK J.M., 2003b - Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **115**, 1173-1190
- OSKIN M.E., STOCK J.M., 2003c - Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfin basin, northeastern Baja California and western Sonora. In S.E. Johnson, S.R. Patterson, J.M. Fletcher, G.H. Girty, D.L. Kimbrough & A. Martín-Barajas (Eds.), Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **374**, 421-438.
- OSKIN M.E., STOCK J.M., MARTIN-BARAJAS A., 2001 - Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, **29**, 459-462.
- OSKIN M.E., IRIONDO A., NOURSE J., 2003 - Geologic reconnaissance and geochronology of proto-gulf of California extension, western Sonora. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **34** (6), electronic abstract.
- PAGE W.R., HARRIS A.G., POOLE F.G., REPETSKI J.E., 2003 - Reinterpretation of the stratigraphy and structure of the Rancho Las Norias area, central Sonora, Mexico. *J. South Am. Earth Sci.*, **16**, 523-540.
- PARKER D.F., 1983 - The origin of the trachyte-quartz trachyte-peralkaline rhyolite suite of the Oligocene Paisano volcano, Trans-Pecos Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 614-629.
- PAZ-MORENO F.A., 1992 - Le volcanisme mio-plio-quadernaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique) : évolution spatiale et chronologique ; implications pétrogénétiques. *Thèse Univ. Aix-Marseille III*, 220 p.
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., 1999 - The recent Quaternary Isla San Luis volcanic centre: petrology of a continuous rift-related volcanic suite in the northern Gulf of California, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **93**, 31-52.
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., 2002 - Las rocas máficas: características mineralógicas y geoquímicas del evento volcánico Pinacate, campo volcánico El Pinacate, NW de Sonora, México. *III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta*, p. 238.
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., 2004 - Petrology and geochemistry of a plio-quadernary intracontinental plate volcanic system: the Pinacate volcanic field northwestern Sonora, Mexico. *IAVCEI General Assembly, Pucón, Chile, resúmenes sur CD*.
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., ORNELAS-SOLÍS R.E., 2000 - Las ignimbritas hipercalcínicas neógenas de la región de Hermosillo, Sonora, México : mineralogía y geoquímica. *IV Reunión sobre la geología del noroeste de México y áreas adyacentes*, 90-91.
- PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., COCHEMÉ J.-J., DOSTAL J., MONTIGNY R., 2003 - The Quaternary Moctezuma volcanic field: a tholeiitic to alkalic volcanic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México. In S.E. Johnson, S.R. Paterson, J.M. Fletcher, G.H. Girty, D.L. Kimbrough, & A. Martín-Barajas (Eds.), Tectonic evolution of northwestern México and southwestern USA. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **374**, 439-455.
- PEARCE J.A., 1982 - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites: orogenic andesites and related rocks*. Chichester, Wiley, 525-548.
- PEARCE J.A., 1983 - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In C.J. Hawkesworth et M.J. Norry (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. *Shiva Publ. Lim.*, 230-249.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R., 1976 - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- PECCERILLO A., BARBERIO M.R., YIRGU G., AYALEW D., BARBIERI M., WU T.W., 2003 - Relationship between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift setting: a

- petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa volcano, central Ethiopian rift. *J. Petrol.*, **44**, 2003-2032.
- PERKINS M.E., NASH B.P., 2002 - Explosive silicic volcanism of the Yellowstone hotspot: The ash fall tuff record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **114**, 367-381.
- PETRONE C.M., FRANCALANCI L., CARLSON R.W., FERRARI L., CONTICELLI S., 2003 - Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace element data from the magmatism of the San Pedro–Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chem. Geol.*, **193**, 1-24.
- PIGUET P., 1987 - Contribution à l'étude de la Sierra Madre Occidental (Mexique) : la séquence volcanique tertiaire de la transversale Moctezuma-La Norteña. *Thèse Univ. Aix-Marseille III*, 300 p.
- PIOLI L., ROSI M., 2005 - Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *J. Volcanol. Geother. Res.*, **142**, 11-28.
- PLATT J.P., ENGLAND P.C., 1993 - Convective removal of lithosphere beneath mountains belts: thermal and mechanical consequences. *Am. J. Sci.*, **293**, 307-336.
- RADELLI L., 1989 - The Báucarit problem. *Bol. Depto Geología Uni-Son.*, **6**, 1-2.
- RADELLI L., 1990 - La chaîne Névadienne (Gilienne) et ses déformations crétacées au NW du Mexique (nappes d'origine gondwanienne de Caborca et du Sonora central). *Géol. Alpine*, **66**, 57-99.
- RADELLI L., MENICUCCI S., MESNIER H., CALMUS T., AMAYA-MARTINEZ R., BARRERA E., DOMÍNGUEZ E., NAVARRO L., SOTO L., 1987 - Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora. *Bol. Depto Geología Uni-Son.*, **4**, 1-15.
- RAGAN D.H., SHERIDAN M.F., 1972 - Compaction of the Bishop Tuff, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 85-106.
- RAISZ E., 1964 - Landforms of México 2nd edition: Prepared for the geography branch of the office of naval research, Cambridge, Mass.
- RICHARD D., 1991 - De la subduction à l'extension intra-continentale : plutonisme et gisements de tungstène de l'Etat du Sonora (Mexique). *Thèse Univ. Paris-Sud Orsay*, 745 p.
- RICHARD D., BONIN B., MONOD O., 1989 - Les granites du Sonora (Mexique) et leur contexte géodynamique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 537-543.
- RIEHLE J.R., 1973 - Calculated compaction profiles of rhyolite ash flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2193-2216.
- RIGHTER K., CARMICHAEL I.S.E., 1993 - Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: fragments of disrupted mantle assemblages. *Am. Mineral.* **78**, 1230-1245.
- RODRÍGUEZ-CASTAÑEDA J.L., 1984 - Geology of the Tuape region North central Sonora, Mexico. *MS Tesis Univ. Pittsburg*, xx p.
- ROGERS N.W., HAWKESWORTH C.J., ORMEROD D.S., 1995 - Late Cenozoic basaltic magmatism in the western Great Basin, California and Nevada. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10287-10301.
- ROGERS N.W., EVANS P.J., BLAKE S., SCOTT S.C., HAWKESWORTH C.J., 2004 - Rates and timescales of fractional crystallization from ^{238}U – ^{230}Th – ^{226}Ra disequilibria in trachyte lavas from Longonot volcano, Kenya. *J. Petrol.*, **45**, 1747-1776.
- ROJAS-BELTRÁN M.A., 1999 - Distribución, volcanología física, composición y edad de las lavas del tercio norte de Baja California Sur. *Tesis de Maestría CICESE*, 159 p.
- ROLDÁN-QUINTANA J., 1989 - Geología y yacimientos minerales del distrito de San Felipe, Sonora. *UNAM Inst. Geol. Rev.*, **3** (2), 97-115.

- ROLLINSON H., 1993 - Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Longman*, 352 p.
- ROMANO R., 1969 - Sur l'origine de l'excès de sodium (ns) dans certaines laves de l'île de Pantelleria. *Bull. Volcanol.*, **33**, 694-700.
- ROUX J., VARET J., 1975 - Alkali-feldspar liquid equilibrium relationship in peralkaline oversaturated systems and volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**, 67-81.
- SAUNDERS D.J., FORNARI D.J., MORRISON M.A., 1982 - The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins: the Gulf of California, Mexico. *J. Geol. Soc. London*, **139**, 335-346.
- SAWLAN M.G., 1991 - Magmatic evolution of the Gulf of California rift. In Dauphin J.P. et Simoneit B.R. (Eds.) The Gulf and Peninsular province of the Californias, *Am. Assoc. Petr. Geol.*, **47**, 301-369.
- SAWLAN G., SMITH J.G., 1984 - Petrologic characteristics, age and tectonic setting of neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In Frizzell V.A. (Ed.), Geology of the Baja California peninsula. *Pacific section S.E.P.M.*, **39**, 237-251.
- SCAILLET B., MACDONALD R., 2001 - Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *J. Petrol.*, **42**, 825-845.
- SCHULZE C.H., KEPPIE J.D., ORTEGA-RIVERA A., ORTEGA-GUTTIÉREZ F., LEE J.K.W., 2004 - Mid-Tertiary cooling ages in the Precambrian Oaxacan Complex of southern México: indication of exhumation and inland arc migration. *Rev. Mex. Ciencias Geol.*, **21**, 203-211.
- SCHULZE D.J., 1987 - Megacrysts from alkalic volcanic rocks. In P.H. Nixon (Ed.), Mantle xenoliths. J. Wiley & Sons, 433-451.
- SCOTT A., VAN DEVENDER T., 1995 - Vegetation history and paleoclimates of the coastal lowlands of Sonora, Mexico-pollen records from packrat middens. *J. Arid Environments*, **30**, 295-306
- SCOTT R.B., UNRUH D.M., SNEE L.W., HARDING A.E., NEALEY L.D., BLANK H.R., BUDAHN J.R., MEHNERT H.H., 1995 - Relation of peralkaline magmatism to heterogeneous extension during the middle Miocene, southeastern Nevada. *J. Geophys. Res.*, **100**, 10381-10401.
- SEAMAN S.J., 2000 - Crystal clusters, feldspar glomerocrysts, and magma envelopes in the Ascosa lookout lava flow, southern Arizona, USA: recorders of magmatic events. *J. Petrol.*, **41**, 693-716.
- SEIDLER J.K., 2001 - Zircon-Rich Ta-Nb-REE mineralization in the radioactive McKeel Lake Pegmatite-Aplite system, Welsford igneous complex, southwestern New Brunswick. *Am. Mineral.*, **86**, 667-680.
- SEVERINGHAUS J., ATWATER T., 1990 - Cenozoic geometry and thermal state of subducting slabs beneath western North America. In Wernicke B.P. (Ed.), Basin and Range extensional tectonics near the latitude of Las Vegas, Nevada. *Geol. Soc. Am. Memoir* **176**, 1-22.
- SHAND S.J., 1927 - Eruptive Rocks. *Murby, London*. 360 p.
- SHERIDAN M.F., WILSON R.T., JOHNPEER G., 1979 - Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora. *Bol. Depto Geología Uni-Son*, **2**, 1-15.
- SNEE L.W., SUTTER J.F., KELLY W.C., 1988 - Thermochronology of economic mineral deposits: Dating the stages of mineralization at Panasqueira, Portugal, by high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum techniques on muscovite. *Econ. Geol.*, **83**, 335-354.
- SOLIS LIMÓN M.F., 2002 - Caracterización y procedencia de las dunas que bordean al Campo Volcánico El Pinacate, Sonora, México. *Tesis de Maestría Univ. Sonora*, 158 p.

- SOUTHER J.G., HICKSON C.J., 1984 - Crystal fractionation of the basalt-comendite series of the Mount Edziza volcanic complex, British Columbia: major and trace elements. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **21**, 79-106.
- SPARKS R.S.J., WALKER G.P.L., 1977 - The significance of vitric-enriched airfall ashes associated with crystal-enriched ignimbrites. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **2**, 329-341.
- SPENCER J.E., NORMARK W.R., 1979 - Tosco-Abrejos fault zone: A Neogene transform plate boundary within the Pacific margin of southern Baja California, Mexico. *Geology*, **7**, 554-557.
- SPENCER K.J., LINDSLEY D.H., 1981 - A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Am. Mineral.*, **66**, 1189-1201.
- STEIGER R.H., JÄGER E., 1977 - Subcommittee on Geochronology : convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- STEWART J.H., 1978 - Rift systems in the western United States. In Ramberg I.B. et Newmann E.R. (eds.), Tectonic and geophysics of continental rifts. *Reidel Publ. Co*, 89-109.
- STEWART J., POOLE F.G., KETNER K.B., MADRID R.J., ROLDÁN-QUINTANA J., 1990 - Tectonic and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico. *Arizona Geol. Survey Spec. Paper* **7**, 183-202.
- STOCK J.M., 2000 - Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California. In H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz & J.M. Stock (Eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper* **334**, 123-141.
- STOCK J.M., HODGES K., 1989 - Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, **8**, 99-115.
- STOCK J.M., LEE J., 1994- Do microplates in subduction zones leave a geological record ?. *Tectonics*, **13**, 1472-1487.
- STOCK J.M., LEWIS C.J., NAGY E.A., 1999 - The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **93**, 53-74.
- STRONCIK N.A., SCHMINCKE H-U., 2002 - Palagonite – a review. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **91**, 680-697.
- SUMNER J.M., BRANNEY M.J., 2002 - The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: “TL” on Gran Canaria. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **115**, 109-138.
- SUMNER J.M., WOLFF J.A., 2003 - Petrogenesis of mixed-magma, high-grade, peralkaline ignimbrite 'TL' (Gran Canaria): diverse styles of mixing in a replenished, zoned magma chamber. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **126**, 109-126.
- SUN S.S., McDONOUGH W.F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and process. In A.D. Saunders & M.J. Norry (Eds.), Magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.
- SUTHERLAND D.S., 1974 - Petrography and mineralogy of the peralkaline silicic rocks. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 517-547.
- SUZUKI-KAMATA K., 1988 - The ground layer of Ata pyroclastic flow deposit southwestern Japan – evidence for the capture of lithic fragments. *Bull. Volcanol.*, **50**, 119-129.
- TAKAHASHI Y., SHIMIZU H., KAGI H., YOSHIDA H., USUI A., NOMURA M., 2000 - A new method for the determination of CeIII/CeIV ratios in geological materials; application for weathering, sedimentary and diagenetic processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **182**, 201-207.

- TARDY M., LAPIERRE H., FREYDIER C., COULON C., GILL J. B., MERCIER DE LÉPINAY B., BECK C., MARTINEZ-REYES J., TALAVERA M.O., ORTIZ E., STEIN G., BOURDIER J. L., YTA M., 1994 - The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (Greater Antilles and Western Cordillera of Colombia): a Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, **230**, pp. 49-73.
- TEGTMAYER K.J., FARMER G.L., 1990 - Nd isotopic gradients in upper crustal magma chambers: Evidence for in situ magma-wall-rock interaction. *Geology*, **18**, 5-9.
- THIAGARAJAN N., AEOLUS LEE C-T., 2004 - Trace-element evidence for the origin of desert varnish by direct aqueous atmospheric deposition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **224**, 131-141
- THOMPSON A., DODSON R.G., 1963 - Geology of the Naivasha Area. *Geol. Surv. Kenya Report* **55**, 80 p.
- THOMPSON R.N., 1982 - British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, **18**, 49-107.
- THOMPSON R.N., MACKENZIE W.S., 1967 - Feldspar-liquid equilibria in peralkaline acid liquids: an experimental study. *Am. J. Sci.*, **265**, 714-734.
- THOMPSON R.N., MORRISON M.A., HENDRY G.L., PARRY S.J., 1984 - An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. London*, **A310**, 549-590.
- THY P., BEARD J.S., LOFGREN G.E., 1990 - Experimental constraints on the origin of Icelandic rhyolites. *J. Geol.*, **98**, 417-421.
- TODT W., CLIFF R.A., HANSER A., HOFMANN A.W., 1996 - Evaluation of a $^{202}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$ double spike for high-precision lead isotope analysis. In : A. Basu et S. Hart (Eds.), *Earth processes: Reading the isotopic code. Geophysical Monograph, Amer. Geophys. Union*, **95**, 429-437.
- TOLLO R.P., ALEINIKOFF J.N., BARTHOLOMEW M.J., RANKIN D.W., 2004 - Neoproterozoic A-type granitoids of the central and southern Appalachians: intraplate magmatism associated with episodic rifting of the Rodinian supercontinent. *Precambrian Research*, **128**, 3-38.
- TREUIL M., VARET J., 1974 - Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) **t. 15**, 506-540.
- TRUA T., DENIEL C., MAZZUOLI R., 1999 - Crustal control in the genesis of Plio-Quaternary bimodal magmatism of the Main Ethiopian Rift (MER): geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence. *Chem. Geol.*, **155**, 201-231.
- TURNER J.S., CAMPBELL I.H., 1986 - Convection and mixing in magma chambers. *Earth Sci. Rev.*, **23**, 255-352.
- VALENCIA-MORENO M., RUIZ J., BARTON M.D., PATCHETT P.J., ZÜRCHER L., HODKINSON D.G., ROLDÁN-QUINTANA J., 2001 - A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **113**, 1409-1422.
- VALENCIA-MORENO M., RUIZ J., PATCHETT P.J., 2003 - Location of the southwestern edge of the proterozoic North America based on Sr and Nd isotopic data from Laramide granitic rocks of Sonora, NW Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **34** (6), electronic abstract.
- VALENZUELA M., 2003 - Sistemas riedel en la evolución terciaria de Sonora, México. *Tesis de Maestría Univ. Sonora*, 95 p.
- VALENZUELA M., VASQUEZ-LOPEZ F., RADELLI L., 2005 - Sistemas riedel del cenozoico tardio en Sonora, México. *Bol. Depto Geología Uni-Son.*, **18-19**, 1-58.

- VAN DEVENDER, T.; THOMPSON R.S., BETANCOURT J., 1987 - Vegetation and history of the deserts of southwestern North America; The nature and timing of the Late Wisconsin-Holocene transition. *Geol. Soc. Am., Geology of North America*, **K-3**, 323-352.
- VARGAS-NAVARRO P.P., 2002 - Geología y geoquímica de las rocas magmáticas del área de Bahía de Kino, Sonora, México. *Tesis profesional, Univ. Sonora*, 90 p.
- VARGAS-NAVARRO P.P., 2005 - La cuenca de Empalme, Sonora : petrogénesis de las rocas ígneas neógenas y su análisis estructural. *Tesis de Maestría UNAM*, 107 p.
- VEGA-GRANILLO R., 1996a - Geología de la Sierra de Mazatán. *Bol. Dpto. Geología Uni-Son.*, **13**, 89-102.
- VEGA-GRANILLO R., 1996b - La Sierra de Mazatán, Sonora, México: geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la provincia de "Basin and Range". *Tesis de Maestría Univ. Sonora*, 116 p.
- VEGA-GRANILLO R., ARAUX E., 1987 - Estratigrafía del Paleozoico en el área del Rancho las Norias, Sonora Central. *Bol. Depto Geología Uni-Son.*, **4**, 41-50.
- VEGA-GRANILLO R., CALMUS T., 2003 - Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *J South Am. Earth Sci.*, **16**, 193-204.
- VIDAL-SOLANO J., 1998 - Contribución al estudio del evento volcánico Terciario Pre-Pinacate, campo El Pinacate, NW Sonora, México : cartografía, petrografía y geoquímica. *Tesis Profesional Univ. Sonora*, 60 p.
- VIDAL-SOLANO J., 2001 - Estudio petrogenético del evento volcánico neógeno pre-Pinacate, El Pinacate, Sonora, México. *Tesis de Maestría Univ. Sonora*, 93 p.
- VIDAL-SOLANO J., PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., ORTEGA-RIVERA A., 2004 - Génesis de las lavas félsicas del evento volcánico pre-Pinacate, campo volcánico El Pinacate, NW Sonora México: coexistencia de magmatismo orogénico y anorogénico durante el Mioceno. XIV Congreso Nacional de Geoquímica, Hermosillo. *Actas INAGEQ*, **10**, 33-36.
- VIDAL-SOLANO J., PAZ-MORENO F.A., DEMANT A., 2005a - Caracterización y cronología del evento volcánico terciario Pre-Pinacate, campo El Pinacate, Noroeste de Sonora, México. *Bol. Depto Geología Uni-Son*, **18-19**, 117-140
- VIDAL-SOLANO J., PAZ-MORENO F.A., IRIONDO A., DEMANT A., COCHEMÉ J.-J., 2005b - Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, México). Geodynamic implications. *C. R. Geosciences*, (sous presse).
- VILLARI L., 1974 - The island of Pantelleria. In Bailey D.K., Barberi F., Macdonald R. (Eds.), Oversaturated peralkaline volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, **38**, 680-724.
- WALKER G.P.L., 1981 - Plinian eruptions and their products. *Bull. Volcanol.*, **44**, 223-240.
- WALKER G.P.L., 1983 - Ignimbrite types and ignimbrite problems. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **17**, 65-88.
- WALKER G.P.L., 1985 - Origin of coarse lithic breccias near ignimbrites source vents. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **25**, 157-171.
- WALKER G.P.L., HEMING R.F., WILSON C.J.N., 1980 - Low-aspect ratio ignimbrites. *Nature*, **283**, 286-287.
- WALKER G.P.L., SELF S., FROGGATT P.C., 1981 - The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **10**, 1-11.

- WALLACE P.J., CARMICHAEL I.S.E., 1994 - Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 345-361.
- WASS S.Y., 1973 - The origin and petrogenetic significance of hour-glass zoning in titaniferous clinopyroxenes. *Miner. Mag.*, **39**, 133-144.
- WELLS P.R., 1977 - Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.
- WHALEN J.B., CURIE K.L., CHAPPELL B.W., 1987 - A-type granites: geochemical characteristics, discriminations and petrogénesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419.
- WHITE J.C., URBANCZYK K.M., 2001 - Origin of silica-oversaturated quartz trachyte-rhyolite suite through combined crustal melting, magma mixing, and fractional crystallization: the Leyva Canyon volcano, Trans-Pecos Magmatic Province, Texas. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **111**, 155-182.
- WHITE M.W., ALBARÈDE F., TELOUK F., 2000 - High-precision analysis of Pb isotopic ratios by multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.*, **167**, 257-270.
- WILLIAMS H., McBIRNEY A.R., 1979 - Volcanology. *Freeman, San Francisco*, 397 p.
- WILSON C.J.N., 1985 - The Taupo eruption, New Zeland. II. The Taupo ignimbrite. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **314**, 229-310.
- WILSON C.J.N., WALKER G.P.L., 1981 - Violence in pyroclastic flow eruptions. In Self S. et Sparks R.S.J. (Eds.), Tephra studies. *D. Reidel Publishing Co.*, Hollande, 441-448.
- WILSON M., 1989 - Igneous petrogenesis; a global tectonic approach. Unwin Hyman, London, 466 p.
- WILSON R.T., 1978 - Reconnaissance geology and petrology of the San Carlos area, Sonora, México: *MS thesis, Arizona State University*, 107 p.
- WINCHELL A.N., 1913 - Rock classification on three coordinates. *J. Geol.*, **21**, 211.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.
- WINTER J.D., 2001. - An introduction to igneous and metamorphic petrology. *Prentice Hall*, 698 p.
- WONG M., GANS P.B., ROLDÁN-QUINTANA J., 2003 - Timing, magnitude and rate of extensional unroofing at the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: results from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **34 (6)**, electronic abstract.
- WOODCOCK N.H., FISCHER M., 1986 - Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, **8**, 725-735.
- WRIGHT J.V., WALKER G.P.L., 1977 - The ignimbrite source-problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, **5**, 729-732.
- WRIGHT J.V., SMITH A.L., SELF S., 1980 - A working terminology of pyroclastic deposits. *J. Volcanol. Geother. Res.*, **8**, 315-336.
- YODER H.S., TILLEY C.E., 1962 - Origin of basalts magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, **3**, 342-532.
- ZIES E.G., 1960 - Chemical analyses of two pantellerites. *J. Petrol.*, **1**, 304-308.
- ZINDLER A., HART S., 1986 - Chemical geodynamics. *Annual Reviews Earth Planet. Sci.*, **14**, 493-571.
- ZOU H., McKEEGAN K.D., XU X., ZINDLER A., 2004 - Fe-Al-rich tridymite-hercynite xenoliths with positive cerium anomalies: preserved lateritic paleosols and implications for Miocene climate. *Chem. Geol.*, **207**, 101-116.

Table des matières

1^{ère} partie

Introduction	7
I.- Définition, caractéristiques et signification du volcanisme acide hyperalcalin	9
I-1. Notion de volcanisme hyperalcalin	9
I-2. Caractéristiques minéralogiques et chimiques des roches acides hyperalcalines	10
I-3. Pétrogenèse des roches acides hyperalcalines	13
I-4. Volcanisme hyperalcalin et contexte géodynamique	15
II.- Objectifs du travail de thèse	17

2^{ème} partie

Le volcanisme Miocène de la région du Pinacate (Sonora, Mexique)	19
I.- Présentation du volcanisme Miocène de la région du <i>Pinacate</i>	21
I-1. Introduction et localisation géographique	21
I-2. Les différents épisodes volcaniques	25
I-2.a. Les dacites de la <i>Sierra Suvuk</i> et du <i>Cerro Ladrilleros</i>	27
I-2.b. Les rhyolites de <i>Lomas del Norte</i> et de <i>Vidrios Viejos</i>	29
I-2.c. Le volcanisme basique du <i>Cerro San Pedro</i> et de la <i>Sierra Batamote</i>	31
I-2.d. Chronologie des séquences volcaniques pré- <i>Pinacate</i>	32
II.- Données géochronologiques	33
II-1. Age des dacites de la séquence <i>Suvuk – Ladrilleros</i>	35
II-2. Age des rhyolites de <i>Lomas del Norte</i> et de <i>Vidrios Viejos</i>	36
II-3. Age des roches basiques	38
II-4. Discussion	39
III.- Chimie des phases minérales	43
III-1. Minéralogie des roches dacitiques de la <i>Sierra Suvuk</i> et du <i>Cerro Ladrilleros</i>	43
III-2. Minéralogie des rhyolites du Miocène moyen	47
III-2.a. Minéralogie des rhyolites hyperalcalines	47
III-2.b. Phénomène de mélange dans les tufs situés à la base des falaises de basalte, au nord du <i>Cerro San Pedro</i>	49
III-3. Minéralogie des roches basiques	53
III-3.a. Les basaltes des <i>Cerros El Picú</i> et <i>Tres Mosqueteros</i>	53
III-3.b. Les basaltes du <i>Cerro San Pedro</i> et de la <i>Sierra Batamote</i>	55
III-3.c. Les roches basiques du sommet de la <i>Sierra Suvuk</i>	57
IV.- Caractéristiques géochimiques	59
IV-1. Les éléments majeurs et les traces	59
IV-1.a. Les éléments majeurs	59
IV-1.b. Les éléments traces	64
IV-1.c. Les spectres de terres rares	66
IV-1.d. Les diagrammes multiéléments	67

IV-1.e. Relations génétiques entre les différents types de magmas miocènes.....	69
IV-2. Données isotopiques	72
IV-2.a. Les isotopes du Sr et du Nd	72
IV-2.b. Les isotopes du Pb	75
IV-2.c. Sources des laves du secteur pré- <i>Pinacate</i>	76
IV-2.d. Processus pétrogénétiques	77
Contamination par la croûte continentale	77
Mélange de magmas.....	80
Nature des sources	81
IV-3. Conclusion	82

3^{ème} partie

Le volcanisme Miocène du Sonora central	85
I.- Présentation du volcanisme Miocène de la région du Sonora central.....	87
I-1. Introduction et localisation géographique	87
I-2. Cadre géologique	88
I-2.a. Le substratum anté-tertiaire	90
I-2.b. Les formations sédimentaires tertiaires	90
I-2.c. Le volcanisme tertiaire et quaternaire.....	93
I-3. Les ignimbrites hyperalcalines du Miocène moyen en Sonora	95
I-3.a. L'ignimbrite hyperalcaline de la région d'Hermosillo	97
I-3.b. Caractéristiques morphologiques et physiques des ignimbrites hyperalcalines	99
I-3.c. Quelques affleurements types d'ignimbrites hyperalcalines du Sonora central	102
- Les ignimbrites de la région nord (El Gavilán-San Francisco de Batúc-Santa Rosalia).....	102
- L'ignimbrite hyperalcaline de la région du Rancho Las Norias	103
- Les ignimbrites de la région de La Colorada	105
- Les séquences volcaniques du secteur Sarpullido - Sierra San Antonio.....	107
- Les séquences volcaniques et sédimentaires de la Sierra Lista Blanca.....	109
- Les ignimbrites de San José de Pimas et du Río Yaqui	111
I-4. Chronologie des séquences volcaniques tertiaires du Sonora Central.....	112
II. Chimie des phases minérales	114
II-1. Les roches de la séquence volcanique Miocène inférieur	114
II-1.a. Les plagioclases.....	114
II-1.b. Les pyroxènes.....	115
II-1.c. Les amphiboles.....	117
II-1.d. Les biotites	117
II-1.e. Les oxydes ferro-titanés	117
II-2. Les ignimbrites hyperalcalines du Miocène moyen	118
II-2.a. Les feldspaths alcalins	119
II-2.b. Les clinopyroxènes.....	120
II-2.c. La fayalite.....	120
II-2.d. Les oxydes de Fe-Ti	120
II-2.e. Composition des échardes de verre et des ponces	121

II-3. Les rhyolites de la région du Sarpullido	121
II-4. Les “ dacites ” du Miocène terminal	124
II-5. Les basaltes affleurant sous les ignimbrites de la région d’Hermosillo	126
II-6. Conclusion à l’étude minéralogique.....	128
III. Caractéristiques chimiques du volcanisme miocène moyen du Sonora central	131
III-1. Chimie des majeurs et des traces	131
III-1.a. Caractérisation chimique des séquences miocènes	131
III-1.b. Diagrammes de terres rares.....	135
III-1.c. Diagrammes multiéléments.....	136
III-2. Quelques réflexions préliminaires sur la pétrogenèse des laves Miocène moyen	137
III-2.a. Rôle de la cristallisation fractionnée	138
III-2.b. Source des magmas.....	140
III-3. Données isotopiques	142
IV Conclusion	145

4^{ème} partie

Conclusion : volcanisme hyperalcalin et ouverture du Golfe de Californie	147
I.- Signification du volcanisme acide hyperalcalin du Sonora	149
I-1. A la recherche d’un diagramme discriminant.....	149
I-2. Les cycles volcaniques miocènes de la partie occidentale du Sonora	151
I-3. Bref survol du volcanisme de la Basse Californie.....	153
I-4. Modèle pétrogénétique	155
II.- Relation volcanisme hyperalcalin - ouverture du Golfe de Californie	157
Bibliographie	163
Table des matières	187
Liste des figures	190
Liste des tableaux	193
Annexes 1 : Données géochronologiques	197
Annexes 2 : Données microsonde	211

Liste des figures

Figure I-1 : Diagrammes de classification des roches hyperalcalines.....	11
Figure I-2 : Discrimination chimique des roches hyperalcalines (Winchester et Floyd, 1977)	12
Figure I-3 : Classification des granites d'après Tollo et al. (2004)	12
Figure I-4 : Mode d'individualisation d'un liquide différencié au sommet d'un réservoir, par cristallisation aux parois (Winter, 2001)	14
Figure I-5 : Image satellitaire et schémas montrant les zones affectées par la tectonique en <i>Basin and Range</i> de l'Etat du Sonora.	16
Figure II-1 : Image Landsat du secteur du Pinacate dans le NW du Mexique et localisation géographique dans la République mexicaine.....	20
Figure II-2 : Localisation des principaux affleurements et faciès de la séquence pré-Pinacate.....	22
Figure II-3 : Aspects des formations volcaniques de la séquence pré-Pinacate.....	24
Figure II-4 : Esquisse géologique de la <i>Sierra Suvuk</i> et du <i>Cerro Ladrilleros</i>	26
Figure II-5 : Carte des affleurements de rhyolites de la région de <i>Lomas del Norte</i> et Coupe du <i>Cerro La Pirinola</i> ? près de <i>Vidrios Viejos</i>	28
Figure II-6 : Sphérulites se développant en surface de boules d'obsidienne.....	29
Figure II-7 : Carte géologique de la <i>Sierra Batamote</i> et du <i>Cerro San Pedro</i>	30
Figure II-8 : Colonne stratigraphique synthétique de la séquence pré-Pinacate	33
Figure II-9 : Spectres d'âges des dacites de la <i>Sierra Suvuk</i> et du <i>Cerro Ladrilleros</i>	35
Figure II-10 : Spectres d'âges des rhyolites du <i>Cerro El Picú</i> , de <i>Lomas del Norte</i> et <i>Vidrios Viejos</i>	36
Figure II-11 : Spectres d'âges des rhyolites situées au nord de la <i>Sierra Batamote</i>	37
Figure II-12 : Spectres d'âges obtenus avec les échantillons de basalte.....	39
Figure II-13 : Chronostratigraphie des séquences volcaniques tertiaires dans la partie orientale de la <i>Sierra Pinacate</i>	41
Figure II-14 : Morphologie du secteur situé au sud-est de la <i>Sierra Pinacate</i>	41
Figure II-15 : Minéralogie des laves dacitiques de la <i>Sierra Suvuk</i> et du <i>Cerro Ladrilleros</i>	42
Figure II-16 : Dacite de la <i>Sierra Suvuk</i> à texture moyennement porphyrique (JR98-20).....	44
Figure II-17 : Agrégat Cpx + Opx + Pl dans une dacite de la <i>Sierra Suvuk</i> (JR98-20).....	44
Figure II-18 : Cristal d'amphibole zoné de la coulée récente du <i>Cerro Ladrilleros</i> (JR99-83) et agrégat Pl + Amp d'une dacite de la <i>Sierra Suvuk</i> (JR98-48).	45
Figure II-19 : Aspect microscopique et minéralogie des rhyolites hyperalcalines	46
Figure II-20 : Arfvedsonite et ænigmatite en assemblages fibro-radiés. Rhyolite apaitique de <i>Vidrios Viejos</i> (JR97-19).....	48

Figure II-21 : Mélange entre liquide hyperalcalin et liquide dacitique.....	49
Figure II-22 : Minéralogie des tufs rhyolitiques de la mesa située au nord du <i>C. San Pedro</i>	50
Figure II-23 : Minéraux en déséquilibre dans le tuf (P02-14).....	51
Figure II-24 : Basalte du <i>Cerro Tres Mosqueteros</i> (JR98-30).....	53
Figure II-25 : Minéralogie des roches basiques	54
Figure II-26 : Xénolite gabbroïque dans un basalte du <i>Cerro San Pedro</i> (JR97-9).....	56
Figure II-27 : Mégacristal de plagioclase dans un basalte de la <i>Sierra Batamote</i> (P02-17)	56
Figure II-28 : Basalte du sommet de la <i>Sierra Suvuk</i> (JR98-21)	57
Figure II-29 : Basalte du sommet de la <i>Sierra Suvuk</i> (JR98-23).....	57
Figure II-30 : Diagrammes de classification chimique des roches des séquences volcaniques miocènes pré- <i>Pinacate</i>	60
Figure II-31 : Diagrammes de Harker des roches des séquences pré- <i>Pinacate</i>	62
Figure II-32 : Diagrammes de Harker pour quelques éléments traces	65
Figure II-33 : Diagrammes de terres rares normalisés aux chondrites.....	66
Figure II-34 : Diagrammes multiéléments normalisés au manteau primitif.....	68
Figure II-35 : Relations génétiques basaltes - dacites - rhyolites.....	69
Figure II-36 : Modélisation des relations génétiques entre dacites et rhyolites.	70
Figure II-37 : Comparaison des spectres de terres rares des dacites, des rhyolites et des laves correspondant au “mélange” entre les deux types de magmas.	71
Figure II-38 : Diagramme de corrélation $\epsilon Nd - (^{87}Sr/^{86}Sr)$	74
Figure II-39 : $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$	75
Figure II-40 : Diagramme de corrélation $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$	76
Figure II-41 : Diagrammes de corrélation ϵNd et $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de $^{206}Pb/^{204}Pb$	77
Figure II-42 : Diagrammes de variations des isotopes du Sr et du Nd en fonction de la silice et variation de ces mêmes isotopes et de la silice en fonction du rapport P / K.	78
Figure II-43 : Relations $^{87}Sr/^{86}Sr$ en fonction de Sr et ϵNd en fonction de Nd.....	80
Figure II-44 : Modélisation des processus de cristallisation fractionnée et de contamination et nature des sources mantelliques.	81
Figure III-1 : Localisation des secteurs étudiés sur l’image radar du NW du Mexique	86
Figure III-2 : Image satellitaire Landsat du Sonora.....	86
Figure III-3A : Carte géologique schématique du secteur <i>Sta Rosalia – SM de Horcasitas</i>	88
Figure III-3B : Carte géologique schématique du secteur de <i>La Colorada – S San Antonio</i>	89
Figure III-4 : Aspect morphologique des dépôts molassiques de la Formation <i>Báucarit</i>	91
Figure III-5 : Succession stratigraphique des formations volcaniques tertiaires de la région <i>Guaymas – Sierra Santa Ursula</i>	94

Figure III-6 : L'ignimbrite hyperalcaline du Miocène moyen de la région d' <i>Hermosillo</i>	96
Figure III-7 : Données géochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ pour deux échantillons d'ignimbrite et un basalte de la région d' <i>Hermosillo</i>	97
Figure III-8 : Caractéristiques morphologiques des ignimbrites hyperalcalines	100
Figure III-9 : Succession stratigraphique observée au <i>Cerro Ventanas</i>	102
Figure III-10 : Succession observée dans le secteur de <i>San Miguel de Horcasitas</i>	103
Figure III-11 : Photo du <i>Cerro El Albañil</i> , carte géologique schématique (Page et al., 2003) et stratigraphie des formations volcaniques du <i>Rancho Las Norias</i>	104
Figure III-12 : Colonnes stratigraphiques des <i>Cerros Divisadero, Chapala</i> et <i>Sombrerito</i>	106
Figure III-13 : Schéma structural montrant la fracturation en ciseaux des formations acides du <i>Cerro Sarpullido</i>	107
Figure III-14 : A. - Photo du <i>Cerro Sarpullido</i> et coupe schématique montrant la succession des faciès volcaniques	108
Figure III-15 : La <i>Sierra Lista Blanca</i>	109
Figure III-16 : Image satellitaire de la partie méridionale du Sonora central	110
Figure III-17 : Ignimbrites hyperalcalines en bordure du <i>Río Yaqui</i>	111
Figure III-18 : Composition des plagioclases des laves du Miocène inférieur.	115
Figure III-19 : Andésite acide (JR02-27A) du <i>Cerro Prieto</i>	115
Figure III-20 : Composition des pyroxènes des laves Miocène inférieur.	116
Figure III-21 : Composition des amphiboles et des biotites des laves Miocène inférieur	117
Figure III-22 : Association olivine–pyroxènes–amphibole et biotite dans l'andésite acide JR02-27A du <i>Cerro Prieto</i>	118
Figure III-23 : Composition des minéraux opaques.....	118
Figure III-24 : Minéralogie des ignimbrites hyperalcalines du <i>Sonora</i> central	119
Figure III-25 : Cristal de ferrohédénbergite dans l'ignimbrite du <i>C. Sarpullido</i> (JR04-30A).....	120
Figure III-26 : Laves rhyolitiques du <i>Cerro Sarpullido</i> (JR04-25A).	121
Figure III-27 : Minéralogie des rhyolites du <i>Cerro Sarpullido</i> et de la <i>Sierra San Antonio</i>	122
Figure III-28 : Rhyolites du <i>Cerro Sarpullido</i>	123
Figure III-29 : Minéralogie des laves dacitiques du <i>Sarpullido</i> et de la <i>Sierra San Antonio</i>	124
Figure III-30 : Composition des verres volcaniques dans les roches dacitiques et rhyolitiques....	126
Figure III-31 : Minéralogie d'un basalte d' <i>Hermosillo</i> (H99-50).....	127
Figure III-32 : Basalte (H96-1) affleurant à la base des ignimbrites au <i>Cerro Las Cuevitas</i>	128
Figure III-33 : Diagrammes de classification chimique des laves du <i>Sonora</i> central.	132
Figure III-34 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs et traces.....	133
Figure III-35 : Spectres de terres rares des laves miocènes du <i>Sonora</i> central	135
Figure III-36 : Diagrammes multiéléments des laves Miocènes du <i>Sonora</i> central et de la <i>Sierra Santa Ursula</i>	137

Figure III-37 : Diagrammes de variations des séquences volcaniques du Sonora central.	138
Figure III-38 : Diagrammes Ba/Nb <i>versus</i> Nb/Y et Ba/Y <i>versus</i> Nb/Y montrant l'évolution des sources au cours du temps	140
Figure III-39 : Diagramme de corrélation ϵ_{Nd} - ($^{87}Sr/^{86}Sr$) des ignimbrites	143
Figure III-40 : Limite entre les terrains d'arc jurassique (<i>Guerrero terranes</i>) et le socle précambrien d'après Tardy <i>et al.</i> (1994) et García-Díaz (2004)	146
Figure IV-1 : Diagramme R2 <i>versus</i> R1 de De La Roche <i>et al.</i> (1980), appliqué à quelques séries types du volcanisme du nord-ouest du Mexique	148
Figure IV-2 : Diagramme R2 <i>versus</i> R1 de De La Roche <i>et al.</i> (1980), appliqué aux séries magmatiques des séquences pré- <i>Pinacate</i> et du Sonora central.	150
Figure IV-3 : Diagramme R2 <i>versus</i> R1 de De La Roche <i>et al.</i> (1980), appliqué aux séries magmatiques de Basse Californie.....	153
Figure IV-4 : Evolution tectono-magmatique du NW du Mexique et du SW des USA. Modifié d'après Dickinson (1997).	158
Figure IV-5 : Schéma de la structure de la lithosphère dans la région du <i>Pinacate</i> , au Miocène moyen. Modifié d'après Miller <i>et al.</i> (2000).	159
Figure IV-6 : Reconstruction de la position relative de la Basse Californie et du Sonora avant l'ouverture du Golfe.....	160

Liste des tableaux

Tableau II-1 : Ages $^{40}Ar/^{39}Ar$ des roches de la séquence pré- <i>Pinacate</i>	34
Tableau II-2 : Compositions chimiques (majeurs et traces) des roches des séquences volcaniques miocènes pré- <i>Pinacate</i>	61
Tableau II-3 : Analyses des éléments traces (ICP-MS)	64
Tableau II-4 : Isotopes du Sr et du Nd des laves basiques du secteur pré- <i>Pinacate</i>	73
Tableau II-5 : Isotopes du Sr et du Nd des dacites et des rhyolites hyperalcalines.	73
Tableau II-6 : Isotopes du Pb des laves acides et basiques du volcanisme pré- <i>Pinacate</i>	69
Tableau III-1 : Ages $^{40}Ar/^{39}Ar$ de l'ignimbrite et d'un basalte de la région d' <i>Hermosillo</i>	98
Tableau III-2 : Compositions chimiques (majeurs et traces déterminés par ICP-AES) et normes CIPW des roches des séquences volcaniques miocènes du Sonora central	130
Tableau III-3 : Données ICP-MS de traces et terres rares des laves des séquences volcaniques miocènes du Sonora central.....	134
Tableau III-4 : Isotopes du Sr et du Nd des ignimbrites hyperalcalines du Sonora central.....	142

Liste des tableaux en annexe

Annexe I – Données géochronologiques

AI-1 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du basalte situé à l'extrémité NW du champ volcanique <i>Pinacate</i>	199
AI-2 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du basalte situé à la base de la séquence du <i>Cerro San Pedro</i>	200
AI-3 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du basalte situé au nord du <i>Cerro Tres Mosqueteros</i>	201
AI-4 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une dacite de la <i>Sierra Suvuk</i>	202
AI-5 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une dacite du <i>Cerro Ladrilleros</i>	203
AI-6 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une rhyolite de <i>Lomas del Norte</i>	204
AI-7 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une obsidienne rhyolitique située au nord de la <i>Sierra Batamote</i>	205
AI-8 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'obsidienne du nord de la <i>Sierra Batamote</i> (traité à l'HCl).	206
AI-9 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la rhyolite du nord de la <i>Sierra Batamote</i>	207
AI-10 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une obsidienne rhyolitique de <i>Vidrios Viejos</i>	208
AI-11 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une obsidienne rhyolitique du <i>Cerro Picu</i>	209

Annexe II – Données microsonde

AII-1 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites de la <i>Sierra Suvuk</i>	213
AII-2 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites du <i>Cerro Ladrilleros</i>	217
AII-3 : Volcanisme pré-Pinacate - Rhyolites hyperalcalines (<i>Lomas del Norte</i> et <i>Vidrios Viejos</i>).220	
AII-4 : Volcanisme pré-Pinacate - Mélanges magmatiques dans les tufs de la mesa située au nord du <i>Cerro San Pedro</i>	223
AII-5 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du <i>Cerro Tres Mosqueteros</i> (JR98-30)	226
AII-6 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du <i>Cerro San Pedro</i> (base JR97-23 ; sommets JR97-9 et JR97-28).....	227
AII-7 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes de la <i>Sierra Batamote</i> (P02-17).	231
AII-8 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du sommet de la <i>Sierra Suvuk</i> (JR98-18, JR98-19 et JR98-21).....	233
AII-9 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésites basaltiques (JR02-77 et JR02-78)	236
AII-10 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésite acide (JR02-27A) et dacite (JR02-66B).	238
AII-11 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines des <i>Cerros La Legua</i> (JR02-05), <i>La Colorada</i> (JR02-11A) et <i>Chapala</i> (JR02-16C).....	242

AII-12 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines du <i>Cerro La Sonora</i> – (JR02-21A, JR02-21E, JR02-22A)	244
AII-13 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines du <i>Cerro Divisadero</i> – (JR03-09, JR04-40)	247
AII-14 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines du <i>Cerro Sarpullido</i> – (JR04-30A, JR04-34, JR04-37B)	248
AII-15 : Sonora central – Rhyolites hyperalcalines du <i>Cerro Sarpullido</i> – (JR04-25A, JR04-35A) et de la <i>Sierra San Antonio</i> (JR04-53)	250
AII-16 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines de <i>San José de Pimas</i> – (JR04-12B).....	252
AII-17 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines de la région d' <i>Hermosillo</i> – (H00-01).	253
AII-18 : Sonora central – Basalte sous les ignimbrites hyperalcalines de la région d' <i>Hermosillo</i> – (H99-50).....	254

Annexes I

Données géochronologiques

AI-1 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du basalte situé à l'extrémité NW du champ volcanique *Pinacate*.

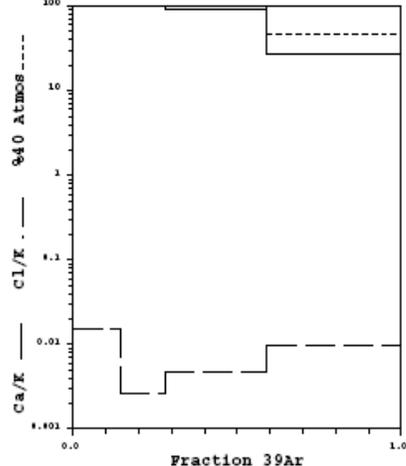
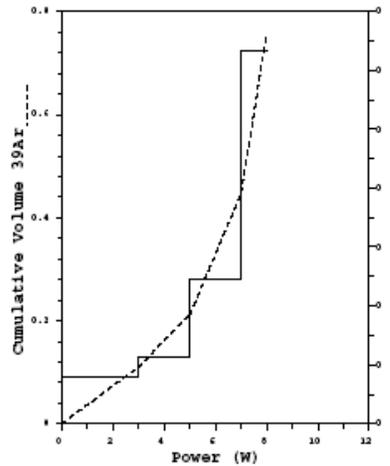
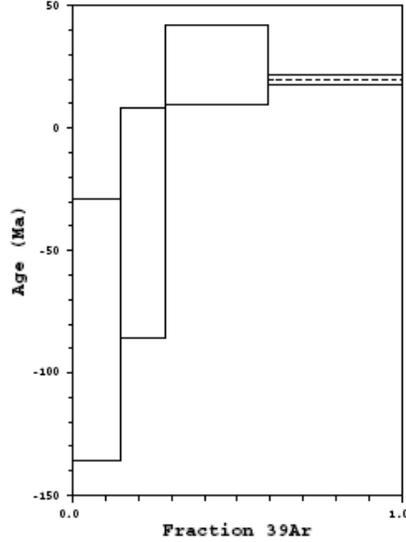
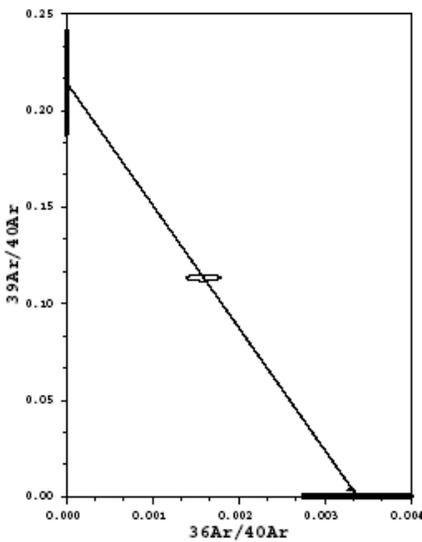
AOR-L712: 91-30 Pl_g 40/60

Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/8 J Value: 0.002364
 Printed: 2004/07/12 Mass: 87.0 mg ± 0.000020

Volume 39K: 0.78 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 0.15% K
 Integrated Age: -0.59 ± 11.54 Ma 10.81% Ca
 Initial 40/36: 295.87 ± 55.55 (MSWD = 0.94, isochron between 0.00 and 3.00)
 Correlation Age: 19.78 ± 2.44 Ma (100.0% of 39Ar, steps marked by >)
 Plateau Age: 19.82 ± 2.20 Ma (40.1% of 39Ar, steps marked by <)
 MSWD ERR
 Mod. err. ERR

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
3.00	0.003468±0.000177	0.001313±0.000432	0.949	119.489	102.46	14.78	-18.789±11.963	-81.97±53.39
5.00	0.003427 0.000203	0.001405 0.000501	0.964	145.736	101.26	13.95	-9.963 10.761	-38.64 46.89
7.00	0.003308 0.000127	0.003683 0.000305	0.910	89.832	97.73	31.16	6.142 3.852	26.01 16.20
< 8.00	0.001590 0.000201	0.113514 0.001678	0.030	27.086	46.80	40.10	4.673 0.522	19.82 2.20

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
3.00	83.915±0.151	0.119±0.005	0.066±0.003	3.745±0.036	0.299±0.004	0.081	289.649
5.00	73.327 0.087	0.112 0.004	0.052 0.003	4.269 0.039	0.259 0.004	0.084	289.649
7.00	63.786 0.066	0.247 0.004	0.050 0.002	5.996 0.053	0.219 0.003	0.062	289.649
< 8.00	2.802 0.016	0.317 0.004	0.019 0.001	2.362 0.021	0.007 0.001	0.069	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrinsic 28-Mar-02

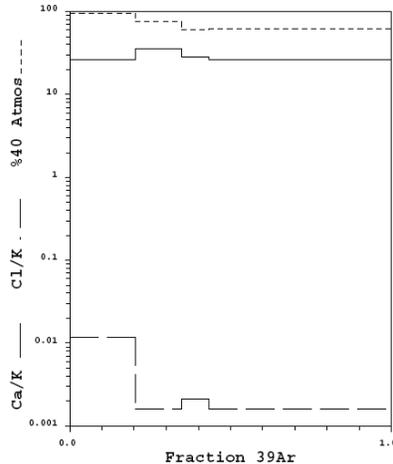
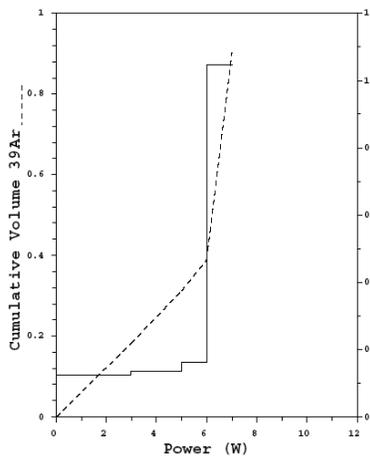
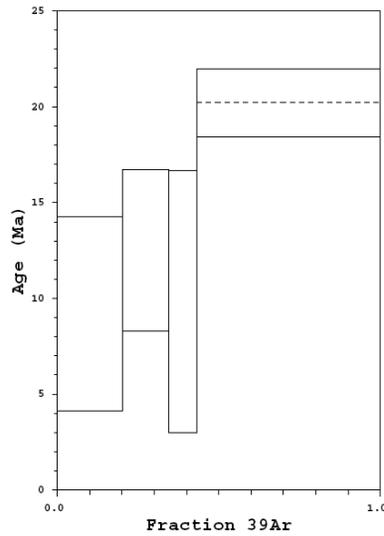
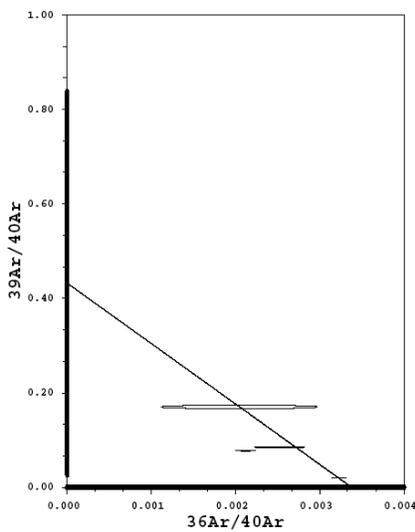
AI-2 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du basalte situé à la base de la séquence du *Cerro San Pedro*.AOR-L711: JR97-23 Plg 40/60

Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/7 J Value: 0.002363
 Printed: 2004/07/12 Mass: 87.0 mg \pm 0.000020

Volume 39K: 0.91 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 0.17% K
 Integrated Age: 15.99 \pm 1.67 Ma 4.71% Ca
 Initial 40/36: 295.69 \pm 412.57 (MSWD = 1.63, isochron between -0.41 and 3.83)
 Correlation Age: 9.83 \pm 9.19 Ma (43.3% of 39Ar, steps marked by >) MSWD ERR
 Plateau Age: 20.21 \pm 1.76 Ma (56.7% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. ERR
 10.43 \pm 3.08 Ma (43.3% of 39Ar, steps marked by [])

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
[3.00>	0.003232 \pm 0.000092	0.020824 \pm 0.000375	0.196	26.444	95.44	20.24	2.162 \pm 1.194	9.19 \pm 5.06
[5.00>	0.002529 0.000292	0.085707 0.001401	0.028	35.660	74.53	14.45	2.949 0.995	12.53 4.21
[6.00>	0.002050 0.000929	0.170562 0.003925	0.008	28.218	60.27	8.56	2.311 1.610	9.83 6.83
< 7.00	0.002124 0.000114	0.078098 0.000754	0.050	26.260	62.62	56.74	4.767 0.416	20.21 1.76

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
[3.00>	8.844 \pm 0.057	0.188 \pm 0.003	0.019 \pm 0.001	1.377 \pm 0.013	0.031 \pm 0.001	0.069	289.649
[5.00>	1.590 0.007	0.136 0.002	0.005 0.001	1.321 0.012	0.006 0.000	0.070	289.649
[6.00>	0.533 0.004	0.082 0.002	0.003 0.001	0.621 0.006	0.002 0.000	0.078	289.649
< 7.00	6.656 0.017	0.523 0.005	0.015 0.001	3.830 0.034	0.017 0.001	0.086	289.649

Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP.

All errors are 2 x standard error.

Intrin13 28-Mar-02

AI-3 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du basalte situé au nord du *Cerro Tres Mosqueteros*.

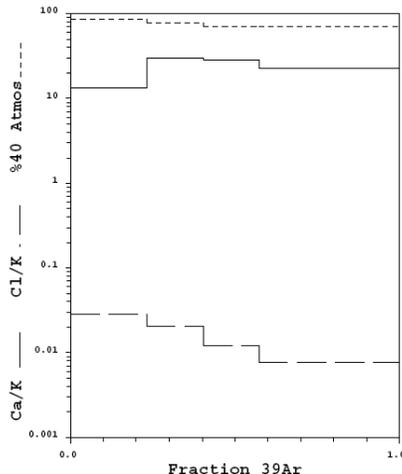
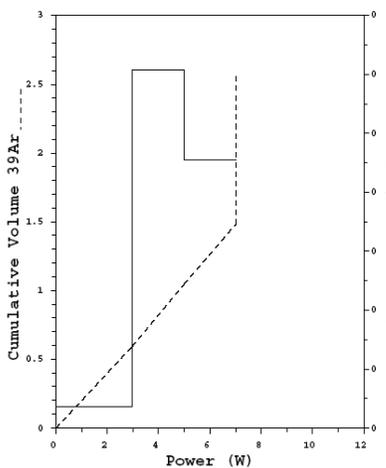
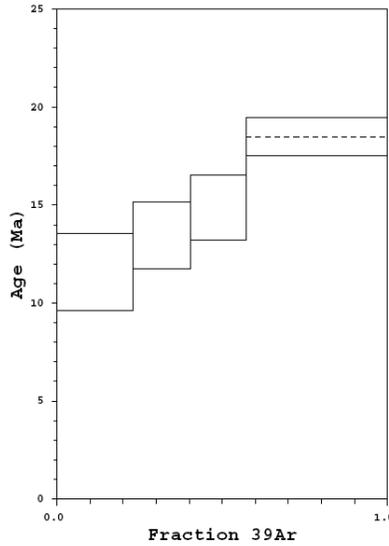
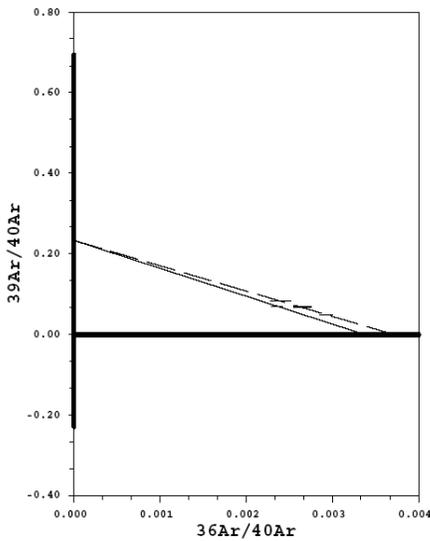
AOR-L713: JR98-21 Plg 40/60

Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/9 J Value: 0.002365
 Printed: 2004/07/12 Mass: 89.0 mg ± 0.000020

Volume ^{39}Ar : 2.61 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 0.48% K
 Integrated Age: 15.41 ± 0.77 Ma 10.73% Ca
 Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$: 268.35 ± 972.73 (MSWD = 0.15, isochron between -0.41 and 3.83)
 Correlation Age: 18.20 ± 35.78 Ma (57.3% of ^{39}Ar , steps marked by >) MSWD ERR
 Plateau Age: 18.49 ± 0.99 Ma (42.7% of ^{39}Ar , steps marked by <) Mod. err. ERR

Power	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	r	Ca/K	% ^{40}Ar	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age
3.00>	0.002931±0.000078	0.049198±0.000665	0.174	13.211	86.47	23.00	2.724±0.465	11.58±1.97
5.00>	0.002656 0.000099	0.067970 0.000786	0.075	30.001	78.32	17.42	3.165 0.400	13.46 1.69
7.00>	0.002400 0.000116	0.083020 0.000909	0.048	28.472	70.74	16.88	3.503 0.393	14.89 1.66
< 7.00	0.002357 0.000061	0.069751 0.000396	0.107	22.382	69.48	42.70	4.354 0.232	18.48 0.98

Power	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank ^{40}Ar	Atmos $^{40}/^{36}$
3.00>	12.234±0.090	0.605±0.007	0.091±0.002	2.244±0.021	0.039±0.001	0.075	289.649
5.00>	6.704 0.020	0.461 0.005	0.051 0.002	3.833 0.034	0.021 0.001	0.077	289.649
7.00>	5.337 0.013	0.446 0.005	0.033 0.001	3.525 0.031	0.016 0.001	0.076	289.649
< 7.00	15.942 0.023	1.123 0.006	0.062 0.002	7.024 0.061	0.043 0.001	0.067	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrim13 28-Mar-02

AI-4 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une dacite de la Sierra Suvuk.

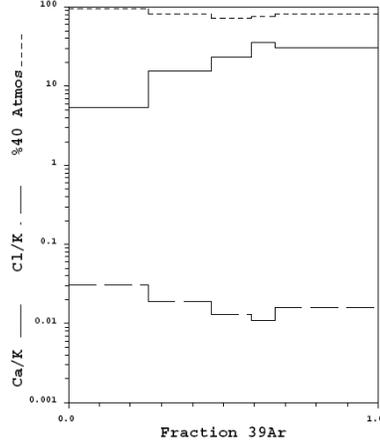
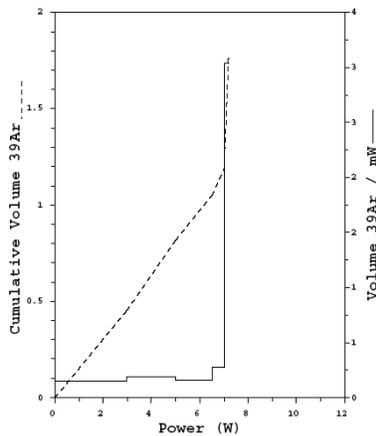
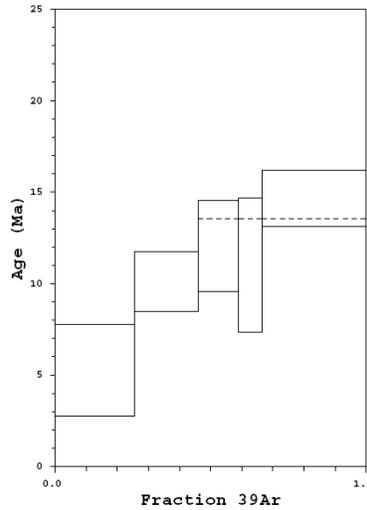
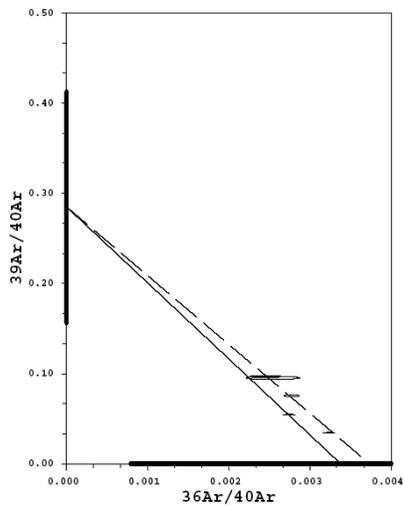
AOR-L705: JR98-20 Plg 40/60

Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/10 J Value: 0.002366
 Printed: 2004/07/12 Mass: 55.0 mg ± 0.000018

Volume 39K: 1.79 × 1E-10 cm³ NTP Approx. 0.53% K
 Integrated Age: 10.72 ± 1.01 Ma 10.78% Ca
 Initial 40/36: 267.26 ± 210.12 (MSWD = 1.18, isochron between 0.00 and 3.00)
 Correlation Age: 14.93 ± 6.67 Ma (66.5% of 39Ar, steps marked by >) MSWD 2.745
 Plateau Age: 13.53 ± 1.24 Ma (54.1% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 2.04

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
3.00>	0.003240±0.000068	0.034522±0.000431	0.125	5.433	95.64	25.45	1.235±0.588	5.27±2.50
5.00>	0.002776 0.000101	0.075522 0.000821	0.049	15.674	81.84	20.41	2.379 0.388	10.13 1.65
< 6.50>	0.002455 0.000195	0.097016 0.001216	0.029	22.996	72.31	13.07	2.832 0.588	12.05 2.49
< 7.00>	0.002546 0.000337	0.095571 0.001651	0.174	35.000	75.01	7.52	2.592 0.864	11.03 3.67
< 7.20	0.002746 0.000078	0.054631 0.000464	0.134	30.531	81.01	33.54	3.452 0.361	14.68 1.53

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
3.00>	13.272±0.073	0.462±0.005	0.077±0.002	0.710±0.007	0.045±0.001	0.059	289.649
5.00>	4.889 0.018	0.373 0.004	0.040 0.001	1.636 0.015	0.016 0.000	0.058	289.649
< 6.50>	2.466 0.010	0.241 0.003	0.020 0.001	1.532 0.014	0.008 0.000	0.062	289.649
< 7.00>	1.456 0.006	0.139 0.002	0.011 0.001	1.335 0.047	0.006 0.000	0.059	289.649
< 7.20	10.976 0.020	0.608 0.005	0.058 0.002	5.196 0.046	0.035 0.001	0.070	289.649



Measured volumes are × 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 × standard error. Intrin13 28-Mar-02

AI-5 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une dacite du *Cerro Ladrillos*.

AOR-L714: JR99-83 Hb 40/60

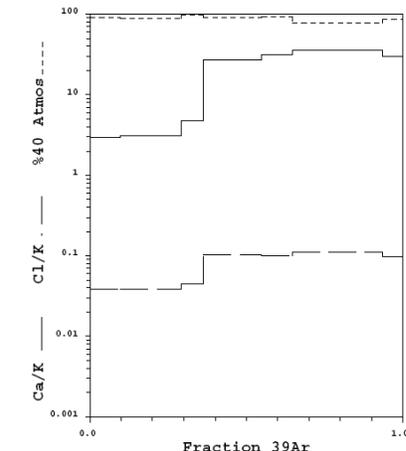
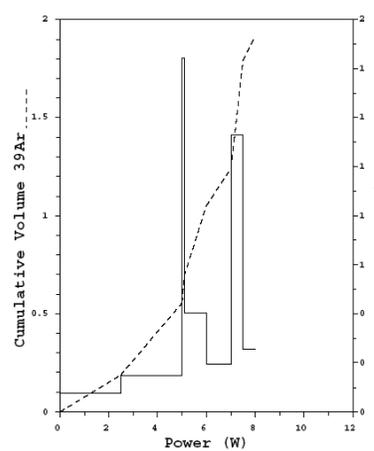
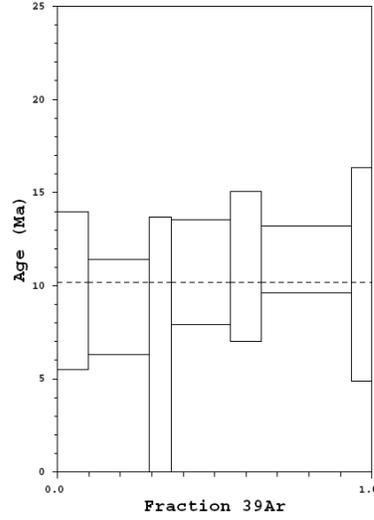
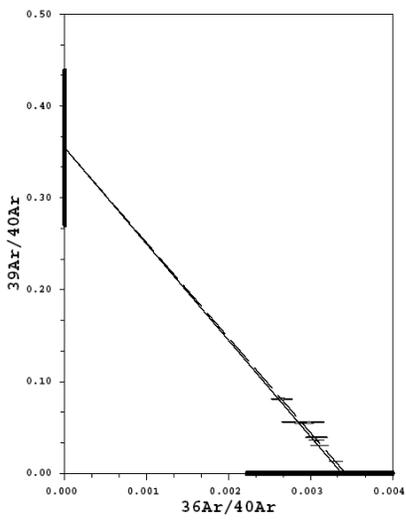
Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/11 J Value: 0.002367
 Printed: 2004/07/12 Mass: 85.0 mg \pm 0.000018

Volume ^{39}K : 1.93×10^{-10} cm³ NTP Approx. 0.37% K
 Integrated Age: 10.18 ± 1.28 Ma 7.87% Ca

Initial 40/36: 291.24 ± 102.33 (MSWD = 0.70, isochron between 0.37 and 2.26)
 Correlation Age: 12.00 ± 2.82 Ma (100.0% of ^{39}Ar , steps marked by >)
 MSWD 0.702
 Mod. err. 1.37

Power	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	r	Ca/K	% ^{40}Ar	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age
2.50	0.003078 ± 0.000133	0.039582 ± 0.000713	0.079	2.911	90.82	9.77	2.291 ± 1.002	9.75 ± 4.26
5.00	0.002993 ± 0.000112	0.055721 ± 0.000785	0.080	3.031	88.26	19.05	2.079 ± 0.601	8.86 ± 2.56
5.10	0.003316 ± 0.000078	0.013416 ± 0.000234	0.027	4.717	97.96	7.27	1.495 ± 1.718	6.37 ± 7.31
6.00	0.003077 ± 0.000089	0.036167 ± 0.000393	0.146	26.775	90.78	18.61	2.521 ± 0.664	10.73 ± 2.82
7.00	0.003116 ± 0.000107	0.030588 ± 0.000494	0.105	31.284	91.97	9.87	2.598 ± 0.945	11.06 ± 4.01
7.50	0.002651 ± 0.000125	0.080991 ± 0.000817	0.066	35.546	78.07	28.96	2.684 ± 0.424	11.42 ± 1.80
8.00	0.002914 ± 0.000258	0.055901 ± 0.000993	0.033	29.679	85.91	6.46	2.494 ± 1.346	10.62 ± 5.71

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
2.50	4.842 ± 0.037	0.193 ± 0.003	0.038 ± 0.002	0.157 ± 0.003	0.016 ± 0.001	0.074	289.649
5.00	6.692 ± 0.042	0.373 ± 0.005	0.072 ± 0.002	0.316 ± 0.004	0.021 ± 0.001	0.084	289.649
5.10	10.521 ± 0.022	0.144 ± 0.002	0.037 ± 0.002	0.189 ± 0.003	0.037 ± 0.001	0.074	289.649
6.00	9.924 ± 0.035	0.364 ± 0.004	0.171 ± 0.003	2.701 ± 0.025	0.033 ± 0.001	0.076	289.649
7.00	6.241 ± 0.014	0.194 ± 0.003	0.091 ± 0.002	1.672 ± 0.016	0.022 ± 0.001	0.074	289.649
7.50	6.917 ± 0.014	0.565 ± 0.005	0.277 ± 0.004	5.559 ± 0.049	0.023 ± 0.001	0.086	289.649
8.00	2.277 ± 0.011	0.129 ± 0.002	0.056 ± 0.002	1.034 ± 0.010	0.008 ± 0.001	0.066	289.649



Measured volumes are $\times 10^{-10}$ cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrin13 28-Mar-02

AI-6 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une rhyolite de *Lomas del Norte*.

AOR-L715: JR98-23 W_r 40/60

Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/12 J Value: 0.002368
 Printed: 2004/07/12 Mass: 86.0 mg ± 0.000018

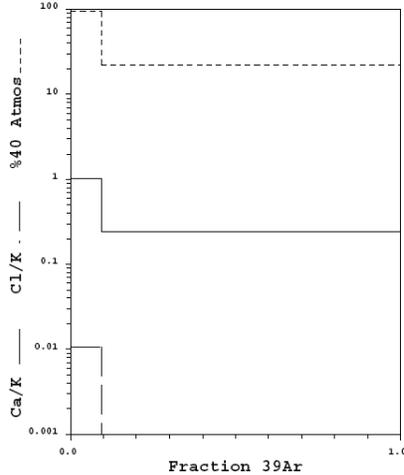
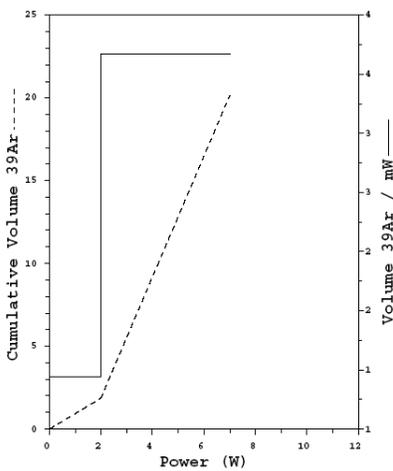
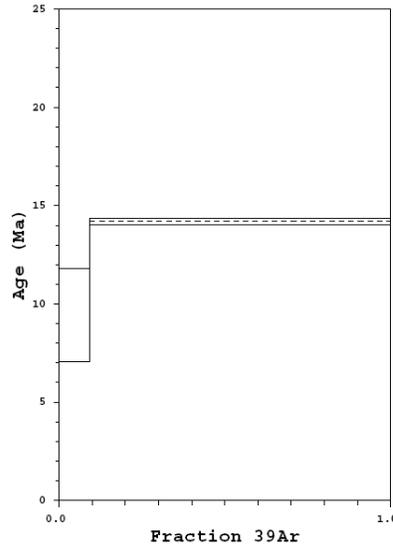
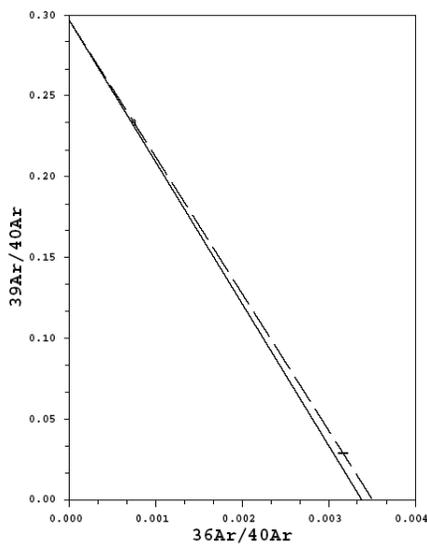
Volume 39K: 20.15 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 3.82% K
 Integrated Age: 13.75 ± 0.29 Ma 1.20% Ca

ERR MSWD ERR
 ERR

Plateau Age: 14.19 ± 0.19 Ma (90.7% of ^{39}Ar , steps marked by <) Mod. err. ERR

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
2.00	0.003166±0.000053	0.029068±0.000333	0.171	1.021	93.48	9.32	2.216±0.557	9.44±2.37
< 7.00	0.000747 0.000019	0.233638 0.001740	0.132	0.241	21.92	90.68	3.335 0.038	14.19 0.16

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
2.00	64.744±0.370	1.891±0.019	0.155±0.004	0.544±0.009	0.210±0.003	0.084	289.649
< 7.00	78.844 0.392	18.365 0.100	0.334 0.006	1.246 0.016	0.061 0.001	0.084	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrin13 28-Mar-02

AI-7 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une obsidienne rhyolitique située au nord de la Sierra Batamote.

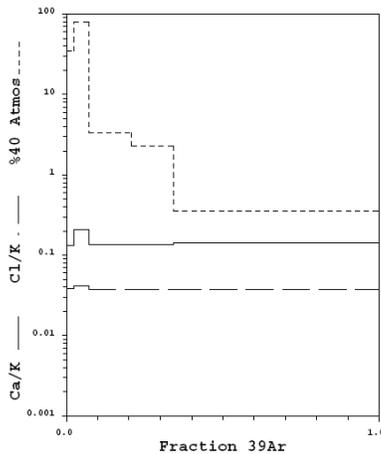
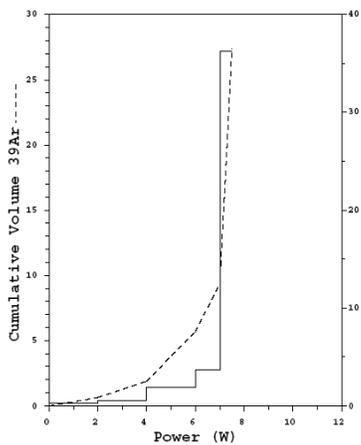
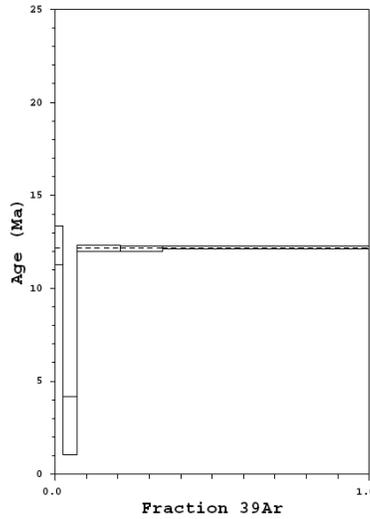
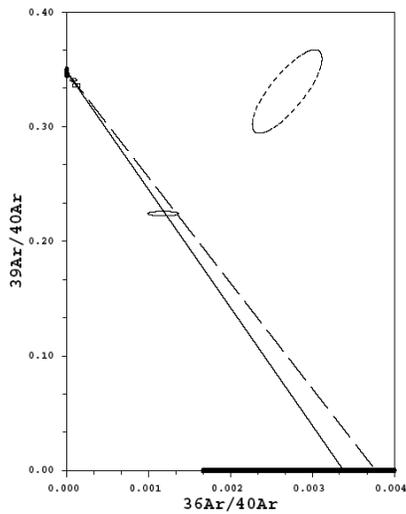
AOR-L730: PO2-8 Lag-Obs 40/60

Run date: 2004/05/28 Can/Pos: 192/3 J Value: 0.002354
 Printed: 2004/07/12 Mass: 69.0 mg \pm 0.000026

Volume 39K: 27.42 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 6.52% K
 Integrated Age: 11.74 \pm 0.16 Ma 0.93% Ca
 Initial 40/36: 264.66 \pm 147.84 (MSWD = 1.57, isochron between 0.00 and 3.00)
 Correlation Age: 12.17 \pm 0.10 Ma (95.5% of 39Ar, steps marked by >) MSWD 0.146
 Plateau Age: 12.17 \pm 0.15 Ma (95.5% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 0.16

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
< 2.00>	0.001180 \pm 0.000187	0.224272 \pm 0.001985	0.013	0.132	34.55	2.44	2.908 \pm 0.248	12.31 \pm 1.05
4.00	0.002694 0.000359	0.330834 0.036467	0.692	0.207	78.69	4.51	0.620 0.372	2.63 1.58
< 6.00>	0.000118 0.000047	0.336309 0.001654	-0.012	0.136	3.35	13.91	2.873 0.043	12.16 0.18
< 7.00>	0.000093 0.000044	0.340930 0.001327	0.001	0.135	2.30	13.39	2.865 0.040	12.13 0.17
< 7.50>	0.000016 0.000014	0.346246 0.001361	0.001	0.142	0.35	65.75	2.878 0.017	12.18 0.07

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
< 2.00>	3.079 \pm 0.013	0.677 \pm 0.005	0.125 \pm 0.002	0.027 \pm 0.001	0.005 \pm 0.001	0.073	289.649
4.00	3.841 0.376	1.245 0.055	0.241 0.011	0.073 0.004	0.012 0.001	0.069	289.649
< 6.00>	11.521 0.030	3.847 0.015	0.687 0.006	0.148 0.002	0.006 0.001	0.065	289.649
< 7.00>	10.955 0.018	3.700 0.013	0.657 0.006	0.140 0.002	0.004 0.000	0.075	289.649
< 7.50>	52.685 0.083	18.122 0.064	3.206 0.022	0.705 0.008	0.004 0.001	0.079	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrin13 28-Mar-02

AI-8 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de l'obsidienne du nord de la Sierra Batamote (traité à l'HCl).

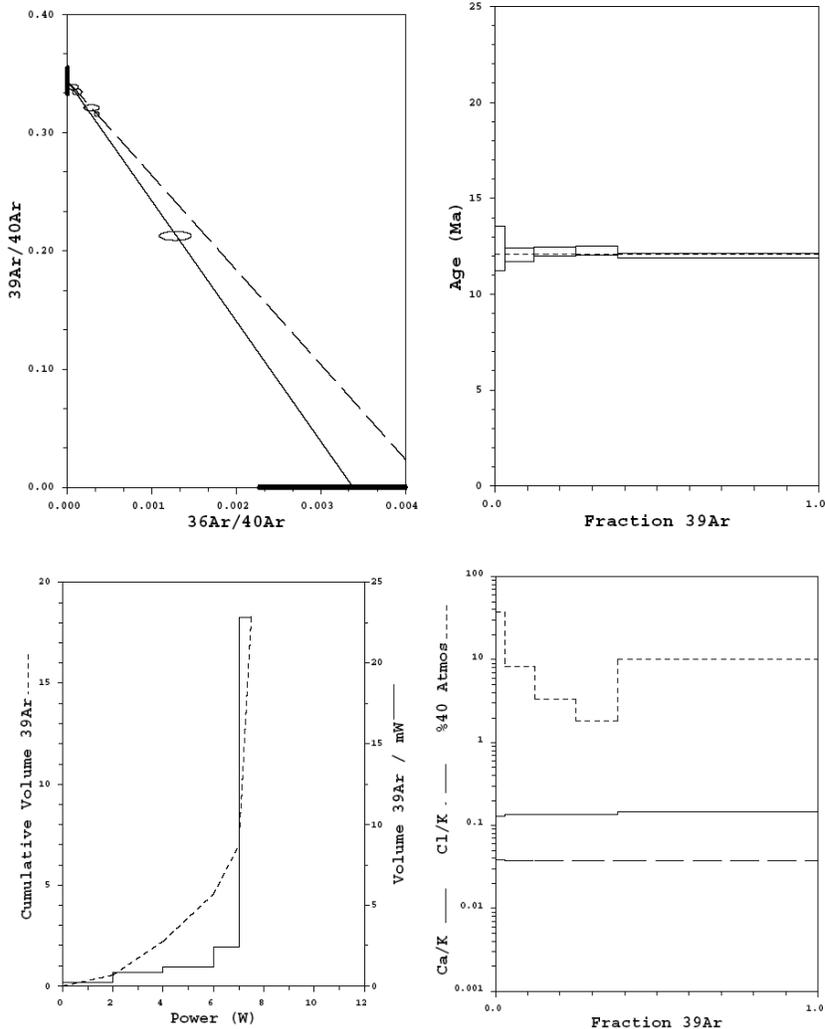
AOR-L743: PO2-8-HCL Lag-Obs 40/60

Run date: 2004/05/29 Can/Pos: 192/4 J Value: 0.002355
 Printed: 2004/07/12 Mass: 35.0 mg \pm 0.000026

Volume 39K: 18.32 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 8.58% K
 Integrated Age: 12.10 \pm 0.17 Ma 1.22% Ca
 Initial 40/36: 232.91 \pm 109.33 (MSWD = 4.36, isochron between 0.18 and 2.63)
 Correlation Age: 12.31 \pm 0.38 Ma (100.0% of 39Ar, steps marked by >) MSWD 1.208
 Mod. err. 0.10

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
2.00	0.001280 \pm 0.000190	0.212842 \pm 0.003792	0.036	0.130	37.50	2.94	2.925 \pm 0.272	12.39 \pm 1.15
4.00	0.000288 0.000090	0.321184 0.002664	-0.037	0.134	8.30	9.21	2.853 0.085	12.08 0.36
6.00	0.000119 0.000058	0.334616 0.002192	-0.055	0.137	3.36	12.77	2.887 0.054	12.23 0.23
7.00	0.000067 0.000063	0.338670 0.002356	-0.049	0.136	1.84	13.11	2.898 0.057	12.27 0.24
7.50	0.000350 0.000023	0.316007 0.002030	0.061	0.146	10.15	61.97	2.840 0.029	12.03 0.12

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
2.00	2.715 \pm 0.035	0.545 \pm 0.004	0.101 \pm 0.002	0.020 \pm 0.001	0.005 \pm 0.000	0.169	289.649
4.00	5.462 0.032	1.700 0.007	0.304 0.004	0.062 0.002	0.003 0.000	0.155	289.649
6.00	7.209 0.029	2.354 0.010	0.420 0.004	0.086 0.002	0.002 0.000	0.148	289.649
7.00	7.304 0.032	2.417 0.011	0.431 0.005	0.088 0.002	0.002 0.000	0.139	289.649
7.50	36.404 0.188	11.412 0.041	2.026 0.015	0.444 0.006	0.014 0.001	0.134	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrin13 28-Mar-02

AI-9 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la rhyolite du nord de la Sierra Batamote.

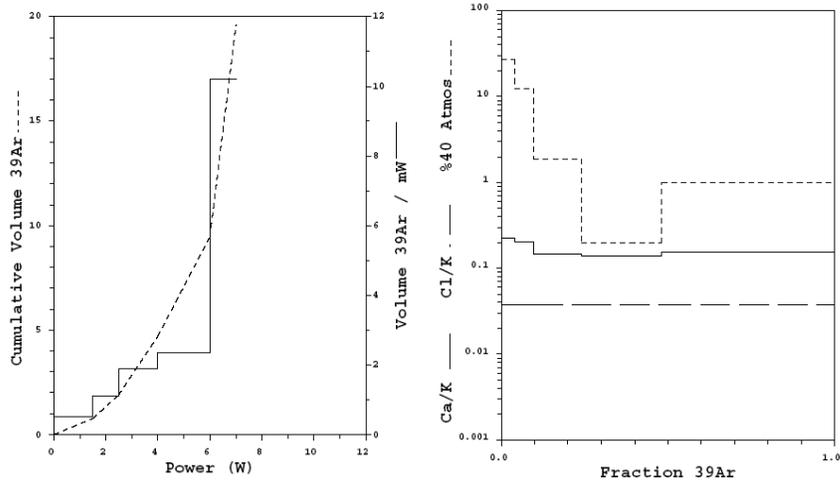
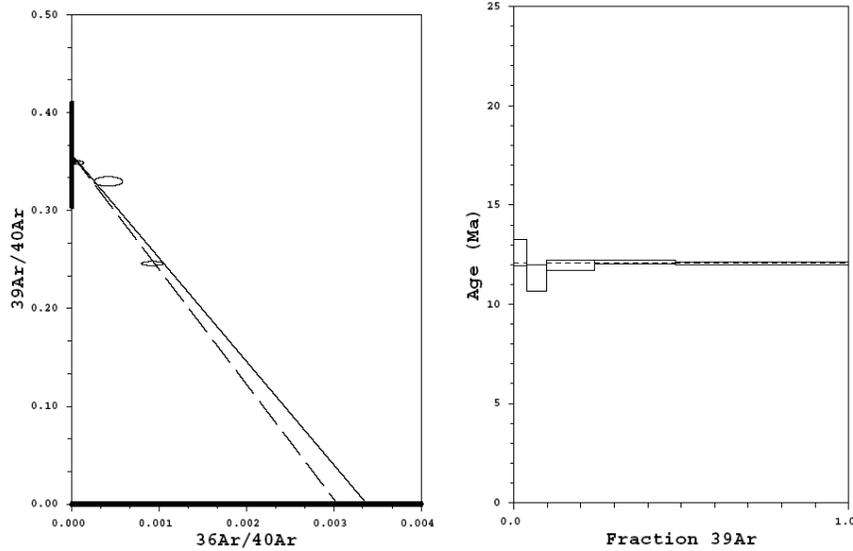
AOR-L716: PO2-8 W_r 40/60

Run date: 2004/05/26 Can/Pos: 192/13 J Value: 0.002369
 Printed: 2004/07/12 Mass: 95.0 mg ± 0.000018

Volume 39K: 19.59 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 3.36% K
 Integrated Age: 12.04 ± 0.12 Ma 0.52% Ca
 Initial 40/36: 328.15 ± 2005.51 (MSWD = 5.04, isochron between -0.41 and 3.83)
 Correlation Age: 11.93 ± 1.76 Ma (24.1% of 39Ar, steps marked by >) MSWD 1.935
 Plateau Age: 12.08 ± 0.11 Ma (94.3% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 0.08

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
< 1.50>	0.000925±0.000126	0.245980±0.002374	0.025	0.223	27.04	4.00	2.958±0.155	12.60±0.66
< 2.50>	0.000421 0.000166	0.329901 0.004948	0.027	0.206	12.22	5.68	2.657 0.155	11.32 0.66
< 4.00>	0.000068 0.000068	0.348928 0.001927	0.001	0.147	1.88	14.45	2.811 0.060	11.98 0.25
< 5.00	0.000011 0.000022	0.350025 0.001379	-0.001	0.140	0.20	24.09	2.851 0.022	12.14 0.09
< 7.00	0.000037 0.000012	0.350075 0.001889	0.006	0.152	0.98	51.78	2.828 0.019	12.05 0.08

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
< 1.50>	3.297±0.018	0.792±0.006	0.142±0.003	0.050±0.002	0.004±0.000	0.085	289.649
< 2.50>	3.477 0.043	1.121 0.009	0.200 0.003	0.065 0.002	0.003 0.001	0.074	289.649
< 4.00>	8.277 0.021	2.849 0.014	0.506 0.005	0.118 0.002	0.002 0.001	0.078	289.649
< 5.00	13.689 0.018	4.745 0.017	0.843 0.007	0.187 0.002	0.001 0.000	0.066	289.649
< 7.00	29.337 0.093	10.193 0.044	1.795 0.015	0.437 0.005	0.002 0.000	0.063	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrim13 28-Mar-02

AI-10 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une obsidienne rhyolitique de *Vidrios Viejos*.

AOR-L727: PO3-22 Obs 40/60

Run date: 2004/05/28 Can/Pos: 192/5 J Value: 0.002356
 Printed: 2004/07/12 Mass: 76.0 mg ± 0.000024

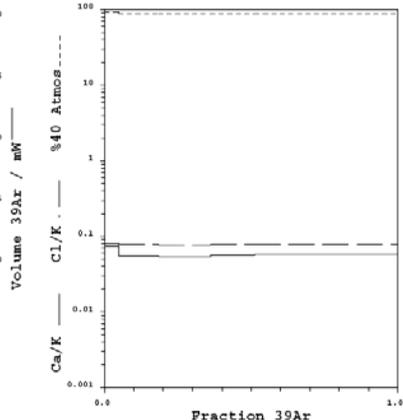
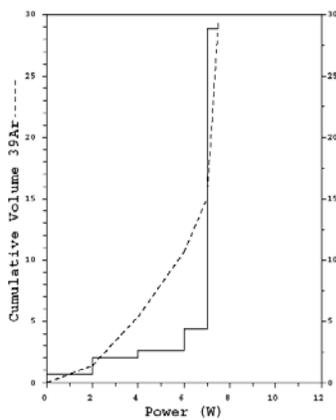
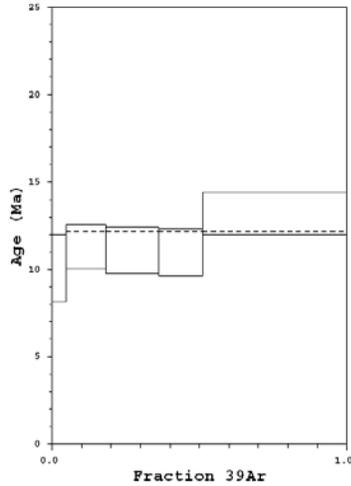
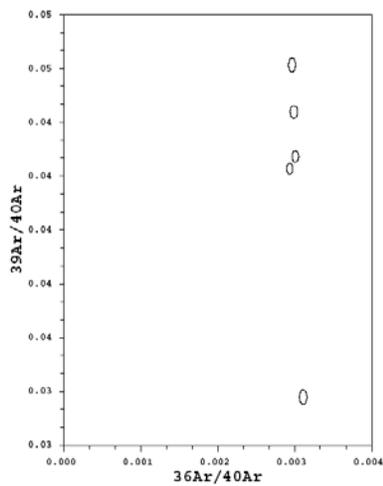
Volume 39K: 29.43 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 6.34% K
 Integrated Age: 12.09 ± 0.75 Ma 0.36% Ca

Initial 40/36: Linear regression has positive slope.
 Correlation Age: MSWD 2.924

Plateau Age: 12.19 ± 0.77 Ma (95.2% of 39Ar, steps marked by <) Mod. err. 1.09

Power	36Ar/40Ar	39Ar/40Ar	r	Ca/K	%40Atm	%39Ar	40Ar*/39K	Age
2.00	0.003113±0.000050	0.033797±0.000258	0.079	0.074	91.88	4.80	2.376±0.450	10.07±1.90
< 4.00	0.002968 0.000046	0.046133 0.000260	0.020	0.055	87.56	13.56	2.670 0.302	11.31 1.28
< 6.00	0.002992 0.000046	0.044391 0.000238	0.008	0.053	88.28	17.84	2.615 0.312	11.08 1.32
< 7.00	0.003010 0.000045	0.042733 0.000210	0.015	0.056	88.81	14.96	2.591 0.317	10.98 1.34
< 7.50	0.002939 0.000039	0.042276 0.000205	0.015	0.057	86.70	48.85	3.120 0.284	13.21 1.20

Power	40Ar	39Ar	38Ar	37Ar	36Ar	Blank 40Ar	Atmos 40/36
2.00	41.900±0.130	1.424±0.010	0.535±0.006	0.031±0.002	0.134±0.002	0.079	289.649
< 4.00	86.734 0.112	4.017 0.022	1.454 0.013	0.063 0.003	0.263 0.004	0.084	289.649
< 6.00	118.499 0.094	5.280 0.028	1.903 0.019	0.079 0.003	0.363 0.005	0.074	289.649
< 7.00	103.209 0.105	4.427 0.021	1.609 0.016	0.069 0.003	0.318 0.005	0.071	289.649
< 7.50	340.542 0.329	14.449 0.068	5.284 0.046	0.229 0.008	1.021 0.013	0.068	289.649



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intrim3 28-Mar-02

AI-11 : Age $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ d'une obsidienne rhyolitique du *Cerro Picu*.

AOR-I.726: PO3-27 Obs 40/60

Run date: 2004/05/27 Can/Pos: 192/1 J Value: 0.002351
 Printed: 2004/08/04 Mass: 100.0 mg \pm 0.000030

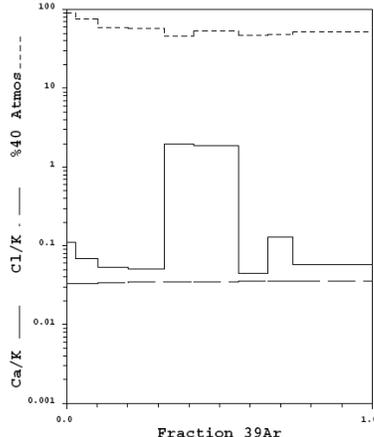
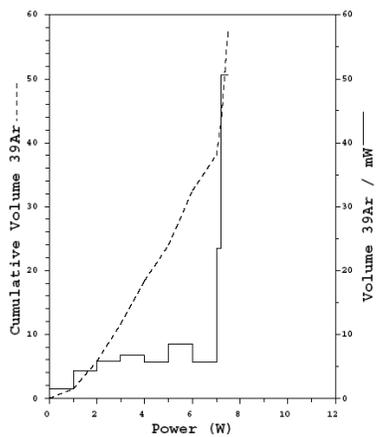
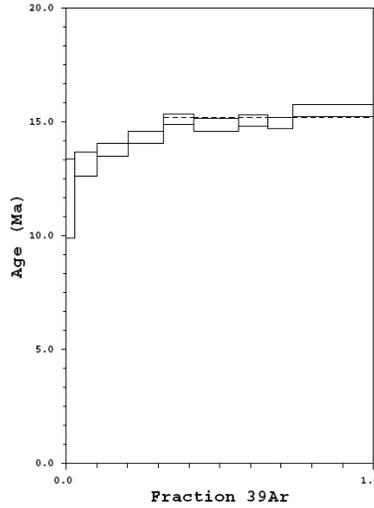
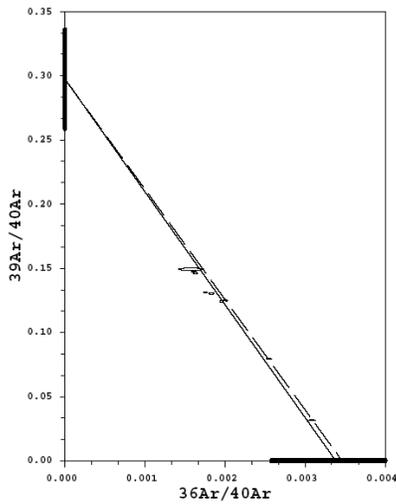
Volume ^{39}K : 57.79 x 1E-10 cm³ NTP Approx. 9.49% K
 Integrated Age: 14.70 \pm 0.23 Ma 4.85% Ca

Initial 40/36: 288.85 \pm 73.44 (MSWD = 0.61, isochron between -0.41 and 3.83)
 Correlation Age: 14.21 \pm 1.82 Ma (20.2% of ^{39}Ar , steps marked by >) MSWD 3.432

Plateau Age: 15.19 \pm 0.24 Ma (68.1% of ^{39}Ar , steps marked by <) Mod. err. 0.21

Power	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$	r	Ca/K	%40Atm	% ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{K}$	Age
1.00>	0.003088 \pm 0.000043	0.031837 \pm 0.000190	0.023	0.112	91.15	2.69	2.754 \pm 0.416	11.64 \pm 1.75
2.00>	0.002551 0.000031	0.079253 0.000343	0.061	0.068	75.18	7.41	3.109 0.123	13.14 0.52
3.00>	0.002006 0.000025	0.125036 0.000487	0.055	0.054	59.01	10.11	3.260 0.065	13.78 0.27
4.00	0.001961 0.000025	0.124154 0.000433	0.048	0.051	57.68	11.68	3.391 0.065	14.33 0.27
< 5.00	0.001574 0.0000301	0.149417 0.000910	0.837	1.937	46.27	9.72	3.582 0.056	15.13 0.23
< 6.00	0.001832 0.000031	0.130282 0.000432	0.078	1.874	53.89	14.65	3.523 0.064	14.88 0.27
< 7.00	0.001608 0.000026	0.147356 0.000519	0.036	0.045	47.26	9.66	3.565 0.056	15.06 0.24
< 7.20	0.001632 0.000028	0.146373 0.000481	0.030	0.129	47.96	8.07	3.541 0.060	14.95 0.25
< 7.50	0.001755 0.000025	0.131270 0.000517	0.069	0.057	51.60	26.03	3.671 0.062	15.50 0.26

Power	^{40}Ar	^{39}Ar	^{38}Ar	^{37}Ar	^{36}Ar	Blank ^{40}Ar	Atmos $^{40}/^{36}$
1.00>	48.895 \pm 0.066	1.569 \pm 0.009	0.279 \pm 0.004	0.050 \pm 0.002	0.157 \pm 0.002	0.076	286.103
2.00>	54.204 0.096	4.318 0.017	0.712 0.006	0.083 0.002	0.144 0.002	0.068	286.103
3.00>	46.951 0.076	5.890 0.021	0.969 0.007	0.089 0.002	0.098 0.001	0.062	286.103
4.00	54.650 0.080	6.810 0.021	1.140 0.008	0.096 0.002	0.111 0.001	0.063	286.103
< 5.00	37.785 0.055	5.663 0.017	0.959 0.006	3.025 2.987	0.064 0.001	0.065	286.103
< 6.00	65.244 0.080	8.536 0.026	1.448 0.010	4.409 0.246	0.126 0.002	0.064	286.103
< 7.00	38.117 0.054	5.631 0.018	0.963 0.006	0.071 0.002	0.064 0.001	0.064	286.103
< 7.20	32.061 0.040	4.704 0.014	0.809 0.006	0.169 0.017	0.055 0.001	0.069	286.103
< 7.50	115.127 0.226	15.167 0.051	2.647 0.019	0.243 0.005	0.210 0.003	0.085	286.103



Measured volumes are x 1E-10 cm³ NTP. All errors are 2 x standard error. Intriml3 28-Mar-02

Annexes II

Données microsonde

AII-1 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites de la *Sierra Suvuk*

Plagioclases

JR98-20

	pl1 1	pl1 2	pl1 3	pl2 4	pl1 17	pl1 28	pl2 29	pl3 30	pl1 33	pl2 35	plcl 43	plcl 44	pl2 45	pl3 49	pl3 50
SiO ₂	54.15	54.78	54.95	55.67	53.81	55.30	57.01	55.76	55.44	58.20	46.90	47.09	55.65	54.17	54.34
Al ₂ O ₃	28.19	28.05	27.95	27.37	28.82	28.15	26.65	27.44	27.62	25.84	33.45	33.33	27.13	28.29	28.46
FeO	0.26	0.29	0.29	0.39	0.33	0.29	0.40	0.44	0.21	0.33	0.39	0.39	0.34	0.46	0.40
CaO	10.02	9.86	9.95	9.42	10.72	9.91	8.23	9.39	9.73	7.52	16.42	16.24	9.21	10.51	10.24
Na ₂ O	5.69	5.62	5.75	6.16	5.42	5.81	6.49	5.94	5.85	7.13	2.30	2.36	6.11	5.49	5.48
K ₂ O	0.22	0.24	0.24	0.30	0.20	0.25	0.36	0.44	0.27	0.42	0.05	0.07	0.28	0.22	0.24
Total	98.52	98.84	99.12	99.18	99.29	99.72	99.15	99.41	99.11	99.44	99.52	99.48	98.70	99.14	99.15

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.478	2.496	2.498	2.528	2.449	2.499	2.578	2.526	2.517	2.621	2.166	2.175	2.536	2.469	2.472
Al	1.520	1.506	1.497	1.465	1.546	1.499	1.420	1.465	1.478	1.372	1.821	1.814	1.457	1.520	1.526
Fet	0.010	0.011	0.011	0.015	0.012	0.011	0.015	0.017	0.008	0.013	0.015	0.015	0.013	0.017	0.015
Ca	0.491	0.481	0.485	0.452	0.523	0.480	0.399	0.456	0.473	0.363	0.813	0.804	0.450	0.513	0.499
Na	0.505	0.497	0.507	0.542	0.479	0.509	0.569	0.522	0.515	0.623	0.206	0.211	0.540	0.485	0.483
K	0.013	0.014	0.014	0.017	0.012	0.014	0.021	0.025	0.016	0.024	0.003	0.004	0.016	0.013	0.014
Somme	5.017	5.005	5.012	5.019	5.019	5.012	5.003	5.010	5.007	5.015	5.025	5.024	5.011	5.017	5.009
An	48.69	48.52	48.20	44.67	51.60	47.85	40.35	45.44	47.14	35.94	79.51	78.86	44.70	50.75	50.10
Ab	50.05	50.06	50.43	53.63	47.26	50.75	57.55	52.02	51.29	61.69	20.18	20.72	53.68	48.00	48.50
Or	1.26	1.42	1.37	1.70	1.14	1.41	2.10	2.54	1.57	2.37	0.31	0.42	1.61	1.25	1.40

JR98-48

	pl2 4	pl1 18	pl2 19	pl2 22	pl1 31	pl2 32	pl1 40	pl2 42	pl1 47
SiO ₂	51.44	47.77	53.05	52.44	49.31	53.45	49.25	51.01	50.96
Al ₂ O ₃	30.33	32.92	29.17	29.36	31.65	28.62	31.62	30.06	30.35
FeO	0.28	0.42	0.34	0.43	0.59	0.33	0.47	0.44	0.43
CaO	12.75	16.03	11.59	11.74	14.55	10.89	14.59	12.75	13.35
Na ₂ O	4.17	2.42	4.91	4.57	3.10	5.27	3.24	4.18	3.99
K ₂ O	0.11	0.05	0.14	0.14	0.08	0.16	0.07	0.10	0.10
Total	99.08	99.61	99.20	98.69	99.27	98.72	99.22	98.55	99.17

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.357	2.200	2.421	2.407	2.270	2.447	2.268	2.354	2.340
Al	1.638	1.786	1.569	1.588	1.717	1.544	1.716	1.635	1.642
Fet	0.011	0.016	0.013	0.017	0.023	0.013	0.018	0.017	0.016
Ca	0.626	0.791	0.566	0.577	0.718	0.534	0.720	0.631	0.657
Na	0.371	0.216	0.434	0.407	0.277	0.468	0.289	0.374	0.355
K	0.006	0.003	0.008	0.008	0.005	0.009	0.004	0.006	0.006
Somme	5.009	5.011	5.012	5.004	5.008	5.015	5.015	5.017	5.016
An	62.42	78.34	56.14	58.18	71.85	52.82	71.07	62.39	64.52
Ab	36.95	21.38	43.05	40.97	27.69	46.27	28.54	37.01	34.90
Or	0.63	0.28	0.81	0.85	0.46	0.91	0.39	0.60	0.58

JR99-79

	pl2 3	pl1 4	pl1 5	pl1 9	pl1 12	pl2 18	plcl 19	plcl 20	pl2 22	pl1 23	pl1 24	pl1 27	pl3 29	pl2 34	pl1 35	pl1 37	pl1 40	pl2 41	pl1 44	pl1 46	pl2 47	pl1 49
SiO ₂	56.73	53.19	52.85	55.35	53.79	55.16	54.45	55.30	57.27	57.49	57.08	55.98	56.99	55.18	57.03	55.04	55.55	56.60	59.87	53.80	56.94	57.39
Al ₂ O ₃	27.16	29.49	29.41	28.05	29.57	28.78	28.84	28.39	26.86	26.90	26.88	28.02	27.48	28.33	27.48	28.43	28.23	27.69	25.53	29.44	26.96	27.46
FeO	0.30	0.39	0.42	0.29	0.25	0.32	0.32	0.31	0.18	0.26	0.30	0.26	0.32	0.33	0.35	0.36	0.29	0.30	0.43	0.40	0.32	0.25
CaO	8.96	12.05	12.02	10.26	11.81	10.72	11.11	10.59	8.64	8.68	8.85	10.08	9.26	10.50	9.29	10.38	10.13	9.26	7.02	11.49	8.88	8.75
Na ₂ O	6.41	4.62	4.67	5.82	4.87	5.37	5.32	5.65	6.48	6.42	6.40	5.88	6.17	5.48	6.15	5.60	5.49	6.00	7.35	4.80	6.06	6.11
K ₂ O	0.32	0.20	0.19	0.25	0.19	0.24	0.21	0.23	0.32	0.34	0.32	0.25	0.28	0.23	0.30	0.23	0.22	0.28	0.41	0.18	0.28	0.30
Total	99.87	99.93	99.55	100.01	100.49	100.59	100.24	100.47	99.75	100.08	99.83	100.46	100.49	100.03	100.60	100.04	99.91	100.13	100.61	100.11	99.44	100.27

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.594	2.612	2.584	2.568	2.591	2.276	2.294	2.372	2.360	2.324	2.320	2.503	2.285	2.595	2.342	2.350	2.481	2.528	2.332	2.339	2.379	2.334
Al	1.398	1.377	1.410	1.424	1.400	1.684	1.663	1.572	1.577	1.624	1.647	1.494	1.692	1.398	1.629	1.614	1.501	1.462	1.642	1.653	1.605	1.637
Fet	0.018	0.015	0.017	0.017	0.015	0.041	0.040	0.038	0.069	0.039	0.033	0.011	0.026	0.009	0.031	0.036	0.017	0.013	0.029	0.018	0.019	0.032
Ca	0.430	0.418	0.439	0.451	0.436	0.740	0.717	0.632	0.685	0.729	0.692	0.492	0.709	0.413	0.656	0.663	0.522	0.470	0.670	0.654	0.629	0.658
Na	0.528	0.550	0.518	0.516	0.528	0.256	0.289	0.425	0.273	0.268	0.313	0.490	0.293	0.564	0.356	0.341	0.476	0.524	0.331	0.335	0.364	0.349
K	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.006	0.008	0.011	0.007	0.000	0.008	0.011	0.007	0.020	0.010	0.013	0.011	0.015	0.007	0.006	0.007	0.011
Somme	4.974	4.978	4.973	4.981	4.975	5.004	5.010	5.050	4.970	4.985	5.012	5.001	5.012	4.998	5.024	5.017	5.008	5.011	5.009	5.005	5.003	5.020
An	44.58	42.92	45.85	46.35	44.98	73.84	70.76	59.18	70.99	73.08	68.26	49.55	70.29	41.41	64.14	65.15	51.72	46.61	66.49	65.72	62.91	64.68
Ab	54.75	56.49	53.81	53.06	54.47	25.56	28.50	39.83	28.28	26.88	30.90	49.32	29.01	56.54	34.84	33.58	47.20	51.95	32.83	33.67	36.37	34.27
Or	0.67	0.59	0.53	0.59	0.55	0.60	0.75	0.99	0.73	0.04	0.83	1.12	0.70	2.06	1.02	1.27	1.08	1.44	0.68	0.61	0.72	1.04

pl1 = phénocristaux cœur ; pl2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pl3 = microlites (< 200 μ) ; plcl = plagioclases «nuageux» ;
 — même cristal.

AII-1 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites de la *Sierra Suvuk*

(suite)

Pyroxènes

JR98-20

	py1 5	py2 6	py2 11	py1 12	py2 13	py2 18	py1 19	py1 20	py2 21	py1 23	py2 24	py1 25	py2 26	py2 27	py1 31	py2 32	py3 36	py1 38	py1 40	py1 41	py2 42
SiO2	50.72	51.07	50.70	50.06	51.15	50.57	51.02	51.37	51.27	51.16	50.84	50.73	50.95	50.51	51.12	50.71	51.24	50.33	50.86	51.83	51.07
Al2O3	0.45	0.42	0.70	0.73	1.02	0.91	1.00	1.44	1.01	0.51	0.54	0.65	0.55	0.65	0.44	0.60	0.60	2.26	1.06	0.83	0.51
FeO	28.20	27.64	27.99	28.44	28.22	26.17	13.17	12.73	13.01	26.84	27.03	27.97	27.39	29.57	15.03	15.34	14.60	11.71	24.54	23.38	26.86
MnO	0.85	0.72	0.72	0.82	0.81	0.69	0.34	0.36	0.37	0.73	0.65	0.74	0.67	0.80	0.56	0.58	0.46	0.33	0.61	0.60	0.72
MgO	18.54	18.78	18.99	17.90	17.97	17.96	12.95	13.72	13.00	19.60	18.83	18.95	18.75	17.78	11.78	11.43	11.97	13.93	20.52	21.77	19.10
CaO	1.30	1.26	1.23	1.27	1.22	2.95	20.47	19.89	20.41	1.21	1.44	1.24	1.29	1.12	20.70	20.27	20.39	20.13	1.57	1.65	1.36
Na2O	0.01	0.05	0.00	0.03	0.01	0.00	0.25	0.27	0.28	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.26	0.22	0.33	0.33	0.02	0.03	0.01
TiO2	0.20	0.14	0.17	0.19	0.20	0.35	0.30	0.45	0.28	0.15	0.44	0.16	0.16	0.15	0.13	0.15	0.17	0.71	0.29	0.28	0.18
Total	100.26	100.07	100.47	99.42	100.59	99.60	99.48	100.22	99.62	100.20	99.78	100.45	99.75	100.59	100.00	99.29	99.76	99.72	99.48	100.36	99.80

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.952	1.961	1.943	1.947	1.957	1.949	1.949	1.939	1.954	1.955	1.954	1.945	1.960	1.949	1.963	1.963	1.966	1.906	1.939	1.945	1.960
AlIV	0.020	0.019	0.032	0.033	0.043	0.041	0.045	0.061	0.045	0.023	0.024	0.029	0.025	0.030	0.020	0.027	0.027	0.094	0.048	0.037	0.023
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000
Fe2+	0.908	0.888	0.897	0.925	0.903	0.844	0.421	0.402	0.415	0.858	0.869	0.897	0.881	0.954	0.483	0.497	0.468	0.371	0.783	0.734	0.862
Mn	0.028	0.023	0.023	0.027	0.026	0.023	0.011	0.012	0.012	0.024	0.021	0.024	0.022	0.026	0.018	0.019	0.015	0.011	0.020	0.019	0.023
Mg	1.064	1.075	1.085	1.038	1.025	1.032	0.737	0.772	0.738	1.116	1.079	1.083	1.075	1.023	0.674	0.659	0.684	0.786	1.166	1.218	1.093
Ca	0.054	0.052	0.051	0.053	0.050	0.122	0.838	0.805	0.833	0.050	0.059	0.051	0.053	0.046	0.852	0.841	0.838	0.817	0.064	0.066	0.056
Na	0.001	0.004	0.000	0.002	0.001	0.000	0.019	0.020	0.021	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.019	0.017	0.025	0.024	0.001	0.002	0.001
Ti	0.006	0.004	0.005	0.006	0.006	0.010	0.009	0.013	0.008	0.004	0.013	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.020	0.008	0.008	0.005
Somme	4.033	4.026	4.036	4.031	4.014	4.021	4.029	4.027	4.026	4.031	4.020	4.035	4.021	4.032	4.033	4.027	4.028	4.036	4.029	4.029	4.023
Wo	2.61	2.54	2.46	2.59	2.50	6.03	41.75	40.43	41.70	2.42	2.92	2.48	2.62	2.26	42.02	41.71	41.78	41.16	3.16	3.26	2.75
En	51.82	52.75	52.77	50.80	51.14	51.09	36.74	38.80	36.95	54.53	53.19	52.70	52.93	49.90	33.27	32.72	34.12	39.62	57.38	59.78	53.72
Fs	45.57	44.71	44.78	46.61	46.37	42.88	21.51	20.78	21.35	43.05	43.88	44.82	44.46	47.84	24.71	25.58	24.10	19.22	39.47	36.96	43.53
Fm	0.47	0.46	0.46	0.48	0.48	0.46	0.37	0.35	0.37	0.44	0.45	0.46	0.46	0.49	0.43	0.44	0.41	0.33	0.41	0.38	0.45

JR98-48

	py1 3	py2 7	py1 23	py1 36	py1 50
SiO2	53.15	53.46	51.97	52.66	52.28
Al2O3	2.11	1.52	0.81	0.97	0.64
FeO	13.82	14.64	21.78	19.86	24.01
MnO	0.31	0.33	0.66	0.59	0.77
MgO	26.76	26.63	21.76	23.31	20.64
CaO	1.48	1.50	1.11	1.03	1.19
Na2O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
TiO2	0.30	0.27	0.18	0.16	0.17
Cr2O3	0.34	0.14	0.01	0.01	0.00
Total	98.29	98.49	98.30	98.60	99.71

Formules structurales sur la base de 6 oxygènes

Si	1.942	1.956	1.973	1.972	1.976
AlIV	0.058	0.044	0.027	0.028	0.024
AlVI	0.033	0.021	0.009	0.015	0.005
Fe2+	0.422	0.448	0.691	0.622	0.759
Mn	0.010	0.010	0.021	0.019	0.025
Mg	1.458	1.452	1.231	1.301	1.163
Ca	0.058	0.059	0.045	0.041	0.048
Na	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Ti	0.008	0.007	0.005	0.005	0.005
Cr	0.010	0.004	0.000	0.000	0.000
somme	4.000	4.002	4.003	4.003	4.006
Wo	2.98	2.99	2.27	2.08	2.42
En	74.84	73.75	61.9	65.61	58.3
Fs	22.18	23.27	35.83	32.31	39.29
Fm	0.23	0.24	0.37	0.33	0.40

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord et microcristaux ; py3 = microlites (< 200 μ) ; — même cristal.

AII-1 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites de la *Sierra Suvuk*

(suite)

Pyroxènes (suite)

JR99-79

	py2 2	py2 6	py1 8	py1 10	py1 11	py1 14	py1 15	py1 16	py1 25	py1 26	py3 28	py1 30	py1 31	py1 33	py2 36	py1 39	py2 42	py1 45	py2 48	py1 50	py1 51
SiO ₂	50.97	53.00	51.61	51.28	51.97	51.25	48.27	49.17	51.32	51.06	51.61	52.14	51.59	51.88	52.66	50.79	52.70	52.54	52.60	51.74	50.89
Al ₂ O ₃	0.66	0.73	1.43	1.19	1.23	1.68	4.45	4.14	1.13	1.73	1.00	0.84	1.29	1.14	1.16	2.04	0.69	0.82	0.90	1.03	2.49
FeO	26.35	22.92	11.64	11.79	11.92	11.40	11.21	10.49	13.98	11.81	24.69	24.77	12.34	12.57	21.92	12.90	24.16	23.45	23.43	13.71	10.93
MnO	0.78	0.58	0.40	0.42	0.40	0.40	0.37	0.33	0.49	0.38	0.78	0.68	0.40	0.41	0.61	0.48	0.64	0.64	0.66	0.51	0.34
MgO	18.51	21.07	13.63	13.63	13.34	13.85	12.52	12.74	12.49	13.13	19.35	19.75	13.11	12.68	21.35	12.86	20.20	20.34	20.55	12.57	13.47
CaO	1.31	1.58	20.35	20.06	20.13	19.77	19.81	20.49	19.51	20.34	1.70	1.19	20.01	20.43	1.56	19.21	1.23	1.26	1.31	18.88	18.99
Na ₂ O	0.01	0.02	0.28	0.29	0.28	0.34	0.53	0.44	0.28	0.31	0.05	0.02	0.30	0.34	0.02	0.39	0.01	0.02	0.02	0.32	0.36
TiO ₂	0.22	0.25	0.37	0.34	0.30	0.77	1.93	1.53	0.27	0.47	0.33	0.18	0.47	0.30	0.35	0.76	0.20	0.20	0.23	0.25	0.76
Total	98.81	100.13	99.71	99.00	99.56	99.47	99.09	99.33	99.47	99.24	99.50	99.56	99.51	99.75	99.62	99.43	99.81	99.29	99.70	99.01	98.23

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.971	1.982	1.950	1.953	1.966	1.938	1.840	1.863	1.962	1.942	1.966	1.979	1.958	1.967	1.972	1.933	1.987	1.987	1.980	1.979	1.938
AlIV	0.029	0.018	0.050	0.047	0.034	0.062	0.160	0.137	0.038	0.058	0.034	0.021	0.042	0.033	0.028	0.067	0.013	0.013	0.020	0.021	0.062
AlVI	0.001	0.014	0.014	0.007	0.021	0.013	0.040	0.047	0.012	0.019	0.010	0.017	0.016	0.018	0.023	0.024	0.018	0.023	0.020	0.026	0.050
Fe2+	0.852	0.717	0.368	0.376	0.377	0.361	0.357	0.332	0.447	0.376	0.786	0.786	0.392	0.399	0.686	0.411	0.762	0.742	0.738	0.439	0.348
Mn	0.026	0.018	0.013	0.014	0.013	0.013	0.012	0.011	0.016	0.012	0.025	0.022	0.013	0.013	0.019	0.015	0.020	0.020	0.021	0.017	0.011
Mg	1.067	1.174	0.768	0.774	0.752	0.781	0.711	0.719	0.712	0.744	1.098	1.117	0.742	0.717	1.191	0.729	1.135	1.146	1.153	0.717	0.765
Ca	0.054	0.063	0.824	0.819	0.816	0.801	0.809	0.832	0.799	0.829	0.069	0.048	0.814	0.830	0.063	0.783	0.050	0.051	0.053	0.774	0.775
Na	0.001	0.001	0.021	0.021	0.021	0.025	0.039	0.032	0.021	0.023	0.004	0.001	0.022	0.025	0.001	0.029	0.001	0.001	0.001	0.024	0.027
Ti	0.006	0.007	0.011	0.010	0.009	0.022	0.055	0.044	0.008	0.013	0.009	0.005	0.013	0.009	0.010	0.022	0.006	0.006	0.007	0.024	0.022
Somme	4.007	3.994	4.019	4.021	4.009	4.016	4.023	4.017	4.015	4.016	4.001	3.996	4.012	4.011	3.993	4.013	3.992	3.989	3.993	4.004	3.998
Wo	2.72	3.21	41.78	41.31	41.67	40.97	42.81	43.91	40.49	42.27	3.50	2.45	41.52	42.38	3.19	40.40	2.53	2.61	2.69	39.77	40.81
En	53.37	59.53	38.92	39.05	38.42	39.93	37.64	37.98	36.06	37.96	55.49	56.61	37.84	36.59	60.80	37.63	57.71	58.50	58.69	36.84	40.27
Fs	43.91	37.26	19.30	19.64	19.91	19.10	19.54	18.11	23.45	19.78	41.00	40.94	20.64	21.03	36.01	21.97	39.77	38.89	38.62	23.39	18.91
Fm	0.45	0.38	0.33	0.33	0.34	0.32	0.34	0.32	0.39	0.34	0.42	0.42	0.35	0.36	0.37	0.37	0.41	0.40	0.40	0.39	0.32

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord et microcristaux ; py3 = microlites (< 200 μ).

Amphiboles

JR98-48

	am1 1	am2 2	am1 11	am1 12	am2 13	am1 15	am1 25	am2 26	am1 28	am1 30	am1 35	am1 44	am1 45	am1 46
SiO ₂	42.11	43.03	42.56	41.52	43.10	42.89	42.46	43.17	42.41	43.16	43.00	42.40	42.54	43.73
Al ₂ O ₃	10.69	10.52	10.05	11.11	10.23	10.36	11.57	10.19	10.72	10.91	9.92	10.96	11.01	9.68
FeO	12.68	12.62	15.68	16.07	13.24	13.87	9.58	12.22	13.06	11.61	12.41	11.69	11.94	12.04
MnO	0.19	0.19	0.26	0.23	0.17	0.20	0.13	0.16	0.21	0.16	0.18	0.15	0.14	0.19
MgO	13.01	13.52	11.31	11.00	13.22	12.39	14.91	13.77	13.26	13.94	13.41	13.31	13.40	14.14
CaO	10.90	10.91	10.81	10.78	10.99	10.97	11.47	11.06	10.87	11.35	10.91	11.16	11.22	10.94
Na ₂ O	2.32	2.22	2.09	2.23	2.21	2.28	2.37	2.35	2.40	2.32	2.14	2.30	2.31	2.05
K ₂ O	1.75	0.42	0.63	0.58	0.46	0.54	0.25	0.33	0.34	0.47	0.49	0.46	0.45	0.31
TiO ₂	3.43	2.77	2.89	3.21	2.91	3.10	2.58	2.84	3.25	3.61	2.79	3.60	3.63	2.86
Total	97.07	96.19	96.28	96.73	96.53	96.60	95.34	96.09	96.53	97.53	95.24	96.02	96.64	95.93

Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes

Si	6.309	6.435	6.464	6.299	6.444	6.435	6.325	6.452	6.344	6.346	6.480	6.338	6.323	6.524
Al4	1.691	1.565	1.536	1.701	1.556	1.565	1.675	1.548	1.656	1.654	1.520	1.662	1.677	1.476
Al6	0.197	0.288	0.263	0.284	0.247	0.266	0.357	0.247	0.233	0.236	0.243	0.268	0.251	0.225
Ti	0.386	0.311	0.331	0.366	0.328	0.349	0.289	0.319	0.365	0.399	0.316	0.405	0.406	0.321
Fe3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2	1.604	1.582	2.000	2.044	1.659	1.751	1.188	1.532	1.637	1.434	1.569	1.470	1.491	1.505
Mn	0.024	0.024	0.033	0.029	0.021	0.026	0.016	0.020	0.027	0.019	0.023	0.018	0.018	0.024
T	2.215	2.207	2.627	2.725	2.259	2.394	1.860	2.122	2.268	2.095	2.180	2.168	2.178	2.084
Mg	2.785	2.793	2.373	2.275	2.741	2.606	3.140	2.878	2.732	2.905	2.820	2.832	2.822	2.916
MgM4	0.120	0.220	0.187	0.212	0.205	0.163	0.171	0.190	0.224	0.151	0.193	0.134	0.146	0.229
Ca	1.750	1.748	1.759	1.752	1.760	1.763	1.831	1.771	1.743	1.787	1.761	1.787	1.787	1.748
NaM4	0.130	0.032	0.054	0.037	0.036	0.074	0.000	0.039	0.033	0.062	0.046	0.079	0.067	0.023
NaA	0.545	0.613	0.560	0.619	0.606	0.589	0.685	0.643	0.663	0.601	0.578	0.587	0.600	0.569
K	0.334	0.079	0.123	0.113	0.088	0.103	0.047	0.063	0.065	0.088	0.095	0.088	0.085	0.060
NaK	0.878	0.692	0.682	0.732	0.694	0.693	0.732	0.706	0.728	0.689	0.673	0.674	0.684	0.629
CaNa4	1.880	1.780	1.813	1.788	1.795	1.837	1.831	1.810	1.776	1.849	1.807	1.866	1.854	1.771
Somme	15.874	15.690	15.682	15.731	15.690	15.691	15.731	15.702	15.723	15.682	15.644	15.668	15.673	15.620
Mg#	64.42	65.58	56.14	54.89	63.96	61.27	73.60	66.70	64.36	68.06	65.75	66.86	66.56	67.62

am1 = phénocristaux cœur ; am2 = phénocristaux bord.

AII-1 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites de la *Sierra Suvuk*

(suite)

Opaques

JR98-20		JR98-48				JR99-79		JR98-20				JR98-48	JR99-79
	mt	mt	mt	mt	mt	mt	mt	ilm	ilm	ilm	ilm	ilm	ilm
	39	47	14	24	37	38	32	7	8	15	16	17	43
SiO ₂	0.20	0.22	0.91	0.18	0.22	0.97	0.17	0.13	0.79	0.10	0.07	0.10	0.10
Al ₂ O ₃	1.99	1.33	4.27	3.46	0.36	0.40	2.31	0.20	0.10	0.20	0.15	0.18	0.23
FeO	42.52	44.27	32.46	32.99	30.07	29.68	37.92	37.48	38.61	37.44	38.84	45.34	26.22
Fe ₂ O ₃	37.55	36.36	47.73	52.96	60.08	61.50	46.22	13.97	10.04	14.22	12.78	3.23	31.59
MnO	0.17	0.47	0.16	0.28	0.04	0.10	0.39	0.46	0.54	0.48	0.63	0.63	0.67
MgO	0.63	1.24	1.33	0.89	0.18	0.12	0.57	2.40	1.79	2.05	1.77	2.01	3.30
TiO ₂	14.18	16.45	5.83	4.74	1.67	1.06	9.39	46.79	47.01	46.07	47.27	45.94	36.24
Cr ₂ O ₃	0.06	0.22	0.07	0.20	0.32	0.33	0.07	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.07
Total	97.29	100.56	92.75	95.69	92.94	94.17	97.03	101.45	98.89	100.57	101.54	97.46	98.42
Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes							Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes						
Si	0.062	0.066	0.288	0.056	0.074	0.312	0.052	0.006	0.040	0.005	0.003	0.005	0.005
Al	0.719	0.464	1.586	1.268	0.141	0.153	0.837	0.011	0.006	0.012	0.009	0.010	0.014
Fe ₂	10.895	10.947	8.562	8.587	8.277	8.005	9.762	1.540	1.623	1.554	1.602	1.579	1.112
Fe ₃	8.653	8.084	11.321	12.394	14.874	14.914	10.698	0.517	0.380	0.531	0.475	0.468	1.206
Mn	0.045	0.118	0.042	0.073	0.011	0.028	0.101	0.019	0.023	0.020	0.026	0.027	0.029
Mg	0.287	0.548	0.625	0.414	0.088	0.058	0.261	0.175	0.134	0.152	0.130	0.152	0.249
Ti	3.267	3.657	1.383	1.108	0.413	0.257	2.173	1.729	1.777	1.719	1.753	1.753	1.382
Cr	0.014	0.050	0.016	0.050	0.082	0.085	0.017	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.003
Somme	23.942	23.934	23.823	23.950	23.959	23.812	23.901	3.999	3.983	3.993	4.000	3.997	4.000
Usp(a)	41.73	45.11	15.63	12.24	4.66	2.79	27.13	14.41	10.49	14.64	12.94	12.950	35.31
Usp(c)	44.23	49.66	23.25	17.90	5.85	3.87	30.54	13.00	9.65	13.38	11.92	11.779	30.37

mt = magnétite ; ilm = ilménite.

Verre

JR98-20				JR98-48		JR99-79		
	9	10	46	48	39	49	52	53
SiO ₂	73.95	73.85	73.46	76.23	75.58	75.24	76.67	76.09
Al ₂ O ₃	11.83	11.68	11.38	11.42	11.79	12.39	12.02	11.54
FeO	1.87	1.87	1.91	1.37	0.89	0.74	0.44	1.17
MnO	0.02	0.00	0.05	0.00	0.03	0.04	0.01	0.03
MgO	0.12	0.10	0.20	0.09	0.04	0.04	0.01	0.34
CaO	0.50	0.55	0.53	0.40	0.67	0.61	0.44	0.32
Na ₂ O	2.84	2.82	2.60	3.02	2.33	2.35	1.43	2.54
K ₂ O	4.96	5.05	4.82	4.33	4.09	4.34	4.13	4.58
TiO ₂	0.44	0.40	0.43	0.34	0.55	0.47	0.27	0.32
Total	96,53	96,32	95,37	97,19	95,97	96,21	95,43	96,93

AII-2 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites du *Cerro Ladrilleros*

Plagioclases

JR99-83

	pl1 78	pl1 79	pl1 80	pl1 81	pl2 85	pl2 91	pl3 92	pl3 93	pl2 96	pl1 102	pl1 103	pl2 104	pl2 105	pl1 106	pl2 107
SiO ₂	49.51	46.92	45.94	46.64	51.07	52.24	53.99	66.59	52.46	48.33	48.06	53.56	51.61	51.85	54.21
Al ₂ O ₃	32.22	33.53	34.19	34.20	30.56	30.00	28.11	20.84	29.93	32.59	32.67	28.64	29.76	29.99	28.90
FeO	0.42	0.39	0.42	0.44	0.42	0.41	0.41	0.62	0.37	0.46	0.44	0.34	0.41	0.41	0.35
CaO	14.30	16.67	17.13	17.05	12.85	12.28	10.29	4.14	11.99	15.37	15.48	10.47	12.00	12.32	10.65
Na ₂ O	3.53	2.24	1.99	1.93	4.37	4.58	5.44	6.52	4.79	3.07	2.89	5.56	4.67	4.51	5.66
K ₂ O	0.09	0.06	0.04	0.06	0.12	0.11	0.24	1.54	0.14	0.07	0.07	0.20	0.13	0.14	0.21
Total	100.07	99.80	99.70	100.32	99.40	99.63	98.48	100.26	99.69	99.90	99.60	98.77	98.56	99.22	99.97

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.261	2.163	2.125	2.141	2.339	2.380	2.475	2.917	2.388	2.220	2.213	2.452	2.377	2.373	2.452
Al	1.734	1.822	1.863	1.850	1.650	1.610	1.519	1.076	1.606	1.764	1.773	1.545	1.615	1.618	1.540
Fet	0.016	0.015	0.016	0.017	0.016	0.016	0.016	0.023	0.014	0.018	0.017	0.013	0.016	0.016	0.013
Ca	0.700	0.823	0.849	0.838	0.631	0.599	0.505	0.194	0.585	0.756	0.764	0.513	0.592	0.604	0.516
Na	0.313	0.200	0.178	0.172	0.388	0.405	0.483	0.554	0.423	0.273	0.258	0.493	0.417	0.400	0.496
K	0.005	0.004	0.002	0.003	0.007	0.007	0.014	0.086	0.008	0.004	0.004	0.012	0.007	0.008	0.012
Somme	5.029	5.026	5.033	5.021	5.031	5.017	5.011	4.850	5.023	5.035	5.029	5.028	5.025	5.019	5.029
An	68.78	80.19	82.47	82.71	61.45	59.31	50.41	23.28	57.58	73.17	74.46	50.40	58.27	59.67	50.41
Ab	30.71	19.47	17.32	16.97	37.85	40.04	48.21	66.42	41.61	26.43	25.13	48.43	41.00	39.53	48.43
Or	0.51	0.34	0.21	0.32	0.70	0.65	1.38	10.30	0.81	0.40	0.41	1.17	0.73	0.80	1.16

P02-15

	pl1 3	pl2 6	pl1 7	pl1 8	pl1 9	pl1 10	pl1 11	pl1 12	pl1 13	pl2 14	pl1 16	pl1 24	pl1 25	pl1 26	pl2 27	pl2 28	pl1 29	pl1 30	pl2 31	pl1 38	pl3 39
SiO ₂	58.45	59.36	58.51	58.87	59.44	57.56	58.26	58.55	58.45	59.40	59.91	58.69	60.01	60.01	61.31	58.64	55.52	56.63	59.25	58.39	60.73
Al ₂ O ₃	26.39	25.67	26.34	25.57	25.52	26.33	26.59	26.25	25.83	25.10	25.43	26.06	25.43	25.45	24.53	26.23	27.97	27.78	25.85	26.02	24.38
FeO	0.27	0.35	0.27	0.26	0.26	0.28	0.25	0.29	0.27	0.25	0.29	0.25	0.24	0.27	0.24	0.26	0.26	0.25	0.28	0.27	0.31
CaO	8.11	7.15	7.89	7.30	7.12	8.16	8.19	7.83	7.62	6.88	7.03	7.60	6.70	6.88	5.87	7.75	9.92	9.46	7.26	7.66	5.66
Na ₂ O	6.68	6.89	6.81	6.83	7.37	6.40	6.71	6.66	7.03	7.33	7.24	6.88	6.64	7.14	7.48	7.01	5.70	6.17	6.73	6.38	7.50
K ₂ O	0.42	0.72	0.44	0.49	0.53	0.42	0.42	0.45	0.48	0.63	0.55	0.47	0.92	0.60	1.06	0.47	0.30	0.31	0.66	0.50	1.37
Total	100.31	100.14	100.26	99.31	100.25	99.16	100.42	100.04	99.67	99.59	100.45	99.95	99.94	100.35	100.48	100.37	99.67	100.60	100.03	99.22	99.96

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.608	2.649	2.612	2.647	2.650	2.599	2.599	2.618	2.625	2.665	2.663	2.625	2.675	2.668	2.718	2.616	2.508	2.531	2.645	2.628	2.713
Al	1.388	1.350	1.386	1.355	1.341	1.401	1.398	1.383	1.367	1.327	1.332	1.374	1.336	1.333	1.282	1.379	1.489	1.463	1.360	1.380	1.284
Fet	0.010	0.013	0.010	0.010	0.010	0.011	0.009	0.011	0.009	0.011	0.009	0.011	0.009	0.010	0.009	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.012
Ca	0.388	0.342	0.377	0.352	0.340	0.395	0.391	0.375	0.367	0.331	0.335	0.364	0.320	0.328	0.279	0.370	0.480	0.453	0.347	0.370	0.271
Na	0.578	0.596	0.590	0.596	0.637	0.560	0.580	0.578	0.612	0.638	0.624	0.597	0.574	0.615	0.643	0.606	0.499	0.534	0.583	0.557	0.649
K	0.024	0.041	0.025	0.028	0.030	0.024	0.024	0.026	0.027	0.036	0.031	0.027	0.052	0.034	0.060	0.027	0.017	0.018	0.037	0.029	0.078
Somme	4.996	4.991	5.000	4.986	5.009	4.990	5.001	4.990	5.009	5.006	4.997	4.996	4.967	4.989	4.990	5.007	5.004	5.009	4.982	4.974	5.007
An	39.18	34.89	38.01	36.06	33.75	40.29	39.33	38.35	36.43	32.91	33.82	36.89	33.82	33.53	28.39	36.93	48.17	45.07	35.91	38.69	27.14
Ab	58.40	60.92	59.44	61.08	63.23	57.22	58.29	59.02	60.85	63.49	63.02	60.42	60.66	62.97	65.51	60.41	50.11	53.18	60.23	58.31	65.02
Or	2.41	4.19	2.55	2.85	3.01	2.48	2.38	2.64	2.73	3.60	3.15	2.69	5.51	3.50	6.10	2.66	1.72	1.75	3.86	3.00	7.84

P02-20

	pl2 42	pl1 43	pl2 53	pl1 54	pl1 55	pl1 59	pl1 61	pl1 67	pl2 68
SiO ₂	59.31	58.50	59.40	58.51	58.48	58.45	59.34	58.45	58.93
Al ₂ O ₃	26.21	26.25	25.85	26.33	26.54	25.97	25.48	26.42	25.67
FeO	0.30	0.25	0.27	0.24	0.25	0.25	0.22	0.27	0.25
CaO	7.32	7.46	6.93	7.70	7.79	7.54	6.84	7.67	7.26
Na ₂ O	7.01	6.84	7.15	6.71	6.76	6.90	7.16	6.73	6.83
K ₂ O	0.41	0.42	0.46	0.41	0.40	0.45	0.47	0.41	0.45
Total	100.55	99.74	100.07	99.91	100.21	99.56	99.52	99.95	99.39

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.634	2.621	2.648	2.618	2.609	2.625	2.658	2.614	2.646
Al	1.372	1.386	1.358	1.388	1.396	1.374	1.345	1.392	1.358
Fet	0.011	0.009	0.010	0.009	0.009	0.009	0.008	0.010	0.009
Ca	0.348	0.358	0.331	0.369	0.372	0.363	0.328	0.368	0.349
Na	0.604	0.594	0.618	0.582	0.585	0.601	0.622	0.583	0.595
K	0.023	0.024	0.026	0.023	0.023	0.026	0.027	0.024	0.026
Somme	4.992	4.993	4.992	4.990	4.994	4.998	4.989	4.991	4.983
An	35.69	36.65	33.95	37.86	38.00	36.67	33.61	37.73	36.02
Ab	61.92	60.87	63.38	59.76	59.67	60.72	63.62	59.85	61.31
Or	2.40	2.48	2.67	2.38	2.33	2.61	2.77	2.42	2.67

pl1 = phénocristaux cœur ; pl2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pl3 = microlites (< 200 μ) ; — même cristal.

AII-2 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites du *Cerro Ladrilleros*

(suite)

Pyroxènes

JR98-20						P02-15												
	py3	py1	py2	py3	py3		py1	py2	py3	py1	py1	py1	py1	py1	py1	py1	py1	
	86	87	88	89	94		1	2	5	15	19	20	22	34	35			
SiO ₂	50.44	51.22	51.19	51.51	50.97	SiO ₂	50.37	50.90	50.87	51.00	51.22	51.12	50.94	50.94	51.57			
Al ₂ O ₃	1.59	0.59	0.67	1.71	1.76	Al ₂ O ₃	0.61	0.52	0.47	0.51	0.53	0.52	0.48	0.56	0.51			
FeO	23.94	25.02	26.93	22.95	24.08	FeO	30.21	30.23	30.86	30.08	30.12	30.12	29.95	30.23	29.44			
MnO	0.66	0.72	0.80	0.58	0.66	MnO	0.99	1.01	1.06	0.99	1.01	1.00	1.02	0.99	0.98			
MgO	21.44	20.84	19.37	22.41	21.77	MgO	15.50	15.71	15.23	15.97	15.72	15.85	16.00	15.90	16.37			
CaO	1.11	1.09	0.89	1.33	1.02	CaO	1.62	1.44	1.41	1.40	1.41	1.40	1.45	1.39	1.40			
Na ₂ O	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	Na ₂ O	0.04	0.05	0.02	0.03	0.07	0.03	0.04	0.05	0.04			
TiO ₂	0.20	0.14	0.13	0.23	0.22	TiO ₂	0.20	0.16	0.19	0.15	0.14	0.18	0.18	0.17	0.20			
Total	99.42	99.62	99.98	100.72	100.49	Total	99.55	100.03	100.11	100.12	100.22	100.21	100.06	100.27	100.52			

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes et avec fer sous forme FeO

	1.912	1.952	1.959	1.920	1.916		1.974	1.982	1.985	1.981	1.987	1.984	1.980	1.978	1.987
Si	1.912	1.952	1.959	1.920	1.916	Si	1.974	1.982	1.985	1.981	1.987	1.984	1.980	1.978	1.987
AlIV	0.071	0.026	0.030	0.075	0.078	AlIV	0.026	0.018	0.015	0.019	0.013	0.016	0.020	0.022	0.013
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	AlVI	0.002	0.006	0.006	0.005	0.011	0.007	0.002	0.004	0.010
Fe ₂₊	0.759	0.797	0.862	0.715	0.757	Fe ₂₊	0.990	0.984	1.007	0.977	0.977	0.977	0.974	0.982	0.949
Mn	0.021	0.023	0.026	0.018	0.021	Mn	0.033	0.033	0.035	0.033	0.033	0.033	0.034	0.033	0.032
Mg	1.211	1.184	1.105	1.245	1.220	Mg	0.905	0.912	0.886	0.925	0.909	0.917	0.927	0.920	0.940
Ca	0.045	0.045	0.036	0.053	0.041	Ca	0.068	0.060	0.059	0.058	0.059	0.058	0.060	0.058	0.058
Na	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	Na	0.003	0.004	0.002	0.002	0.005	0.002	0.003	0.004	0.003
Ti	0.006	0.004	0.004	0.006	0.006	Ti	0.006	0.005	0.006	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.006
Somme	4.027	4.031	4.023	4.033	4.040	somme	4.007	4.004	4.001	4.004	3.998	3.999	4.005	4.006	3.998
Wo	2.21	2.17	1.80	2.61	2.01	Wo	3.41	3.02	2.97	2.92	2.96	2.93	3.03	2.9	2.92
En	59.48	57.78	54.45	61.28	59.83	En	45.35	45.83	44.58	46.4	45.96	46.18	46.48	46.19	47.52
Fs	38.31	40.05	43.75	36.11	38.16	Fs	51.24	51.15	52.45	50.67	51.08	50.89	50.5	50.91	49.56
Fm	0.39	0.41	0.45	0.37	0.39	Fm	0.53	0.53	0.54	0.52	0.53	0.52	0.52	0.52	0.51

P02-20

	py1	py2	py1	py1	py1						
	44	45	49	51	57	63	64	65	69	73	74
SiO ₂	51.09	51.12	51.42	51.22	50.78	51.14	51.02	50.70	50.71	51.44	50.76
Al ₂ O ₃	0.61	0.41	0.49	0.40	0.51	0.49	0.49	0.40	0.44	0.38	0.57
FeO	29.38	29.64	29.06	30.16	30.41	28.98	28.80	30.48	29.66	29.06	29.78
MnO	0.99	0.99	0.93	0.99	1.01	0.99	1.00	1.05	0.97	0.98	1.02
MgO	15.86	15.66	16.16	15.34	15.01	16.05	16.36	15.06	15.90	16.31	15.88
CaO	1.36	1.32	1.34	1.33	1.42	1.40	1.39	1.34	1.44	1.36	1.41
Na ₂ O	0.05	0.04	0.00	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.00
TiO ₂	0.19	0.16	0.15	0.15	0.20	0.19	0.15	0.15	0.21	0.16	0.21
Total	99.53	99.32	99.55	99.64	99.38	99.24	99.21	99.18	99.35	99.70	99.62

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes et avec fer sous forme FeO

	1.989	1.997	1.996	1.998	1.991	1.993	1.988	1.993	1.983	1.995	1.980
Si	1.989	1.997	1.996	1.998	1.991	1.993	1.988	1.993	1.983	1.995	1.980
AlIV	0.011	0.003	0.004	0.002	0.009	0.007	0.012	0.007	0.017	0.005	0.020
AlVI	0.017	0.015	0.019	0.017	0.015	0.016	0.011	0.011	0.003	0.012	0.006
Fe ₂₊	0.956	0.968	0.944	0.984	0.997	0.945	0.939	1.002	0.970	0.942	0.971
Mn	0.033	0.033	0.031	0.033	0.034	0.033	0.033	0.035	0.032	0.032	0.034
Mg	0.920	0.912	0.935	0.892	0.877	0.932	0.950	0.882	0.927	0.943	0.923
Ca	0.057	0.055	0.056	0.056	0.060	0.058	0.058	0.056	0.060	0.057	0.059
Na	0.004	0.003	0.000	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000
Ti	0.006	0.005	0.004	0.004	0.006	0.006	0.004	0.004	0.006	0.005	0.006
Somme	3.993	3.991	3.989	3.988	3.992	3.991	3.996	3.992	4.000	3.992	3.999
Wo	2.89	2.81	2.84	2.83	3.03	2.97	2.93	2.86	3.03	2.86	2.97
En	46.81	46.33	47.59	45.41	44.58	47.37	48	44.66	46.59	47.76	46.46
Fs	50.31	50.86	49.57	51.76	52.38	49.65	49.07	52.48	50.38	49.38	50.58
Fm	0.52	0.52	0.51	0.53	0.54	0.51	0.51	0.54	0.52	0.51	0.52

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord et microcristaux ; — même cristal.

AII-2 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites du *Cerro Ladrilleros*

(suite)

Amphiboles

JR99-83

	am1 82	am1 83	am2 84	am1 90	am1 100	am2 101
SiO ₂	43.35	44.49	43.90	44.02	43.72	44.06
Al ₂ O ₃	9.73	10.89	9.79	10.89	11.20	9.57
FeO	14.22	9.55	13.79	11.70	10.94	15.50
MnO	0.15	0.11	0.17	0.15	0.10	0.21
MgO	13.84	16.62	14.10	15.15	15.82	13.23
CaO	11.25	11.79	11.22	11.42	11.65	10.87
Na ₂ O	2.14	1.96	1.96	2.12	2.01	1.91
K ₂ O	0.34	0.17	0.31	0.23	0.21	0.31
TiO ₂	2.37	1.80	2.29	2.01	1.82	2.17

Total 97.39 97.38 97.51 97.69 97.47 97.83

Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygène

Si	6.454	6.456	6.499	6.438	6.389	6.543
Al ₄	1.546	1.544	1.501	1.562	1.611	1.457
Al ₆	0.162	0.318	0.207	0.314	0.318	0.218
Ti	0.265	0.197	0.255	0.221	0.199	0.243
Fe ₃	0.261	0.369	0.247	0.243	0.428	0.222
Fe ₂	1.500	0.780	1.451	1.181	0.897	1.694
Mn	0.019	0.013	0.022	0.018	0.012	0.026
T	2.206	1.677	2.181	1.977	1.854	2.403
Mg	2.791	3.316	2.818	3.021	3.143	2.596
MgM ₄	0.281	0.279	0.293	0.282	0.304	0.333
Ca	1.795	1.833	1.779	1.790	1.825	1.730
NaM ₄	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NaA	0.616	0.551	0.564	0.602	0.570	0.549
K	0.065	0.031	0.058	0.043	0.039	0.059
NaK	0.681	0.583	0.621	0.646	0.609	0.607
CaNa ₄	1.795	1.833	1.779	1.790	1.825	1.730

Somme 15.754 15.688 15.692 15.716 15.735 15.670

Mg# 67.19 82.18 68.19 73.65 79.35 63.36

am1 = phénocristaux cœur ; am2 = phénocristaux bord.

Titanomagnétites

JR98-20

	mt3 98	mt3 99
SiO ₂	0.15	0.17
Al ₂ O ₃	2.28	2.23
FeO	40.50	40.04
Fe ₂ O ₃	47.03	46.95
MnO	0.32	0.34
MgO	1.01	1.06
TiO ₂	11.02	10.87
Cr ₂ O ₃	0.11	0.09

Total 102.41 101.74

Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes

Si	0.044	0.048
Al	0.783	0.770
Fe ₂	9.875	9.819
Fe ₃	10.313	10.354
Mn	0.078	0.084
Mg	0.439	0.464
Ti	2.415	2.397
Cr	0.024	0.021

somme 23.972 23.957

Usp(a) 29.48 29.07
Usp(c) 34.14 34.02

P02-15

	mt2 4	mt3 17	mt3 18	mt2 23	mt2 36	mt2 37
SiO ₂	0.13	0.15	0.17	0.17	0.09	0.17
Al ₂ O ₃	1.38	1.32	1.88	2.08	1.20	0.96
FeO	43.88	44.60	45.47	44.19	44.04	36.75
Fe ₂ O ₃	32.68	29.97	31.60	33.98	31.04	46.51
MnO	0.44	0.85	0.60	0.58	0.63	0.96
MgO	0.85	0.79	1.15	1.45	1.49	0.90
TiO ₂	16.78	18.04	18.12	17.01	18.08	9.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	0.00

Total 96.12 95.73 98.97 99.51 96.58 96.12

Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes

Si	0.039	0.046	0.050	0.050	0.027	0.052
Al	0.504	0.485	0.662	0.727	0.434	0.353
Fe ₂	11.385	11.612	11.387	10.984	11.310	9.613
Fe ₃	7.623	7.017	7.116	7.594	7.169	10.939
Mn	0.114	0.225	0.152	0.147	0.163	0.254
Mg	0.392	0.365	0.513	0.640	0.684	0.420
Ti	3.914	4.224	4.081	3.801	4.176	2.320
Cr	0.000	0.002	0.000	0.015	0.002	0.001

somme 23.972 23.976 23.961 23.959 23.965 23.952

Usp(a) 48.97 52.82 51.29 47.28 51.13 26.59
Usp(c) 52.21 56.28 55.35 52.48 56.19 32.68

P02-20

	mt2 47	mt3 50	mt2 52	mt2 58	mt3 66	mt2 70	mt2 75
SiO ₂	0.17	0.17	0.18	0.18	0.16	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	1.93	1.74	1.82	1.82	2.20	1.94	2.47
FeO	47.04	44.51	45.71	44.61	42.01	47.87	37.97
Fe ₂ O ₃	26.49	30.44	30.51	29.99	36.44	22.72	47.67
MnO	0.31	0.62	0.68	0.70	0.59	0.61	0.36
MgO	0.34	0.92	0.90	0.74	1.28	0.74	0.49
TiO ₂	19.28	17.72	18.35	17.72	14.95	21.24	8.91
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.01	0.00	0.14	0.03	0.01

Total 95.60 96.16 98.15 95.77 97.77 95.33 98.07

Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes

Si	0.054	0.054	0.055	0.057	0.048	0.056	0.054
Al	0.710	0.632	0.649	0.668	0.786	0.710	0.889
Fe ₂	12.243	11.501	11.568	11.579	10.653	12.427	9.705
Fe ₃	6.199	7.073	6.943	6.998	8.309	5.305	10.956
Mn	0.081	0.163	0.175	0.183	0.152	0.161	0.093
Mg	0.159	0.425	0.405	0.344	0.578	0.342	0.225
Ti	4.512	4.116	4.175	4.136	3.409	4.959	2.049
Cr	0.010	0.006	0.002	0.000	0.033	0.007	0.003

Somme 23.968 23.970 23.972 23.964 23.969 23.967 23.972

Usp(a) 58.61 51.93 52.80 52.52 42.27 63.95 25.64
Usp(c) 59.89 55.48 56.25 55.68 47.58 66.25 28.71

mt2 = microcristaux (~ 100-200 μ) ; mt3 = microcristaux < 50 μ.

AII-2 : Volcanisme pré-Pinacate - Dacites du *Cerro Ladrilleros*

(suite)

Verre

JR98-20				P02-15				P02-20					
	108	109	110		39	49		56	60	71	72	48	77
SiO ₂	77,99	77,65	77,68	SiO ₂	75,58	75,24	SiO ₂	76,97	76,03	75,97	76,47	74,42	72,18
Al ₂ O ₃	11,22	11,35	11,14	Al ₂ O ₃	11,79	12,39	Al ₂ O ₃	11,39	11,45	12,08	11,80	13,84	13,50
FeO	1,08	1,09	0,98	FeO	0,89	0,74	FeO	1,69	1,90	1,75	1,58	1,42	2,16
MnO	0,05	0,00	0,02	MnO	0,03	0,04	MnO	0,03	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04
MgO	0,11	0,08	0,08	MgO	0,04	0,04	MgO	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,05
CaO	0,32	0,36	0,30	CaO	0,67	0,61	CaO	0,32	0,38	0,35	0,45	0,69	0,46
Na ₂ O	1,95	2,16	1,91	Na ₂ O	2,33	2,35	Na ₂ O	1,05	0,99	2,20	1,35	3,12	2,78
K ₂ O	3,55	3,73	3,77	K ₂ O	4,09	4,34	K ₂ O	3,32	3,62	4,49	3,38	3,20	5,09
TiO ₂	0,31	0,31	0,31	TiO ₂	0,55	0,47	TiO ₂	0,24	0,35	0,28	0,28	0,23	0,31
Total	96,58	96,73	96,18	Total	95,97	96,21	Total	95,05	94,82	97,19	95,37	97,02	96,57

AII-3 : Volcanisme pré-Pinacate - Rhyolites hyperalcalines (*Lomas del Norte et Vidrios Viejos*)

Feldspaths

JR97-19				JR98-23A										JR98-31A						
	fk2	fk2	fk2		fk2	fk2	fk2	fk2	fk2	fk2	fk2	fk2	fk2		fk2	fk2	fk2	fk2	fk2	fk2
	107	108	112		5	6	11	12	22	135	137	138		54	55	57	61	67	69	
SiO ₂	65,98	65,92	65,54	SiO ₂	66,25	65,27	68,55	65,72	65,36	65,10	66,46	65,94	SiO ₂	66,90	64,76	65,87	65,65	66,17	65,57	
Al ₂ O ₃	17,79	17,69	17,45	Al ₂ O ₃	18,73	19,22	18,20	19,03	19,33	18,97	18,94	19,06	Al ₂ O ₃	17,21	16,85	17,60	17,01	16,69	16,82	
FeO	1,48	2,17	1,86	FeO	0,33	0,32	0,17	0,21	0,20	0,20	0,33	0,34	FeO	1,90	2,06	1,85	2,39	1,97	2,10	
CaO	0,01	0,01	0,02	CaO	0,31	0,41	0,28	0,30	0,22	0,49	0,44	0,33	CaO	0,02	0,71	0,01	0,01	0,03	0,01	
Na ₂ O	6,21	7,21	6,21	Na ₂ O	5,13	6,28	5,71	5,13	5,43	5,79	5,92	5,68	Na ₂ O	6,52	6,76	6,65	6,49	6,11	6,29	
K ₂ O	7,51	6,71	8,14	K ₂ O	9,07	7,51	7,66	8,82	8,90	8,57	8,40	8,93	K ₂ O	7,25	7,35	7,46	7,68	7,42	7,72	
Total	98,99	99,70	99,21	Total	99,82	99,01	100,56	99,21	99,44	99,12	100,49	100,28	Total	99,81	98,50	99,45	99,22	98,39	98,51	

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	3,008	2,991	2,998	Si	2,993	2,964	3,044	2,984	2,966	2,967	2,982	2,972	Si	3,026	2,993	3,001	3,008	3,039	3,019
Al	0,956	0,946	0,941	Al	0,997	1,029	0,952	1,018	1,034	1,019	1,001	1,013	Al	0,918	0,918	0,945	0,918	0,903	0,913
Fet	0,056	0,082	0,071	Fet	0,012	0,012	0,006	0,008	0,008	0,008	0,012	0,013	Fet	0,072	0,080	0,071	0,091	0,076	0,081
Ca	0,000	0,000	0,001	Ca	0,015	0,020	0,013	0,014	0,011	0,024	0,021	0,016	Ca	0,001	0,035	0,001	0,001	0,001	0,001
Na	0,549	0,634	0,550	Na	0,449	0,553	0,491	0,452	0,478	0,512	0,515	0,496	Na	0,572	0,606	0,588	0,576	0,544	0,562
K	0,437	0,388	0,475	K	0,522	0,435	0,434	0,511	0,515	0,498	0,481	0,513	K	0,419	0,433	0,434	0,449	0,435	0,454
Somme	5,007	5,042	5,036	Somme	4,989	5,014	4,941	4,988	5,012	5,027	5,013	5,023	Somme	5,008	5,065	5,037	5,043	4,997	5,029
An	0,03	0,03	0,11	An	1,53	1,97	1,43	1,47	1,07	2,34	2,08	1,58	An	0,11	3,27	0,05	0,06	0,14	0,07
Ab	55,66	61,99	53,61	Ab	45,54	54,88	52,36	46,25	47,61	49,48	50,66	48,38	Ab	57,68	56,41	57,50	56,20	55,48	55,29
Or	44,30	37,98	46,28	Or	52,93	43,14	46,20	52,28	51,32	48,18	47,26	50,04	Or	42,22	40,31	42,44	43,74	44,39	44,64

fk2 = microphénocristaux.

AII-3 : Volcanisme pré-Pinacate - Rhyolites hypercalines (*Lomas del Norte et Vidrios Viejos*)

(suite)

Fayalite

JR98-23A

	fa2 3	fa2 4	fa2 10	fa2 13	fa2 14	fa2 15	fa2 16	fa2 17	fa2 19
SiO ₂	28.97	28.36	28.72	29.29	29.03	29.17	29.06	29.19	29.07
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02
FeO	69.45	68.42	69.61	70.46	70.20	70.22	70.70	69.51	69.33
MnO	2.17	2.09	2.00	1.97	2.03	1.94	1.81	2.03	1.64
MgO	0.49	0.51	0.57	0.50	0.48	0.45	0.55	0.77	1.32
CaO	0.25	0.26	0.26	0.33	0.33	0.34	0.23	0.26	0.25
Total	101.33	99.66	101.18	102.55	102.07	102.12	102.34	101.78	101.63

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	0.975	0.971	0.969	0.974	0.971	0.973	0.970	0.975	0.970
Al	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Fet	1.954	1.959	1.964	1.959	1.963	1.960	1.973	1.942	1.936
Mn	0.062	0.061	0.057	0.055	0.057	0.055	0.051	0.057	0.046
Mg	0.024	0.026	0.029	0.025	0.024	0.022	0.027	0.038	0.066
Ca	0.009	0.010	0.009	0.012	0.012	0.012	0.008	0.009	0.009
Total	3.024	3.026	3.029	3.025	3.027	3.022	3.029	3.023	3.028
Fa	98.77	98.69	98.56	98.75	98.80	98.88	98.64	98.07	96.72

JR99-82

	fa2 70	fa2 71
SiO ₂	28.60	28.74
Al ₂ O ₃	0.00	0.00
FeO	69.72	69.73
MnO	2.94	2.89
MgO	0.07	0.04
CaO	0.29	0.29
Total	101.62	101.68

Si	0.966	0.969
Al	0.000	0.000
Fet	1.968	1.965
Mn	0.084	0.082
Mg	0.004	0.002
Ca	0.011	0.010
Total	3.032	3.029
Fa	99.82	99.90

fa2 : microcristaux (< 200 µ).

Pyroxènes

JR99-82

	py3 58	py3 59	py3 60	py3 61
SiO ₂	47.30	47.66	47.41	47.32
Al ₂ O ₃	0.16	0.16	0.14	0.16
FeO	31.85	30.92	31.11	32.14
MnO	1.00	0.96	1.00	0.97
MgO	0.12	0.14	0.14	0.08
CaO	16.59	16.76	16.60	15.60
Na ₂ O	2.20	2.52	2.79	2.80
K ₂ O	0.03	0.03	0.04	0.03
TiO ₂	0.57	0.54	0.79	0.53
Total	99.82	99.69	100.02	99.63

Formules structurales sur la base de 6 ox:

Si	1.980	1.990	1.978	1.986
AlIV	0.008	0.008	0.007	0.008
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.115	1.080	1.085	1.128
Mn	0.035	0.034	0.035	0.034
Mg	0.007	0.009	0.009	0.005
Ca	0.744	0.750	0.742	0.701
Na	0.179	0.204	0.226	0.228
K	0.002	0.002	0.002	0.002
Ti	0.018	0.017	0.025	0.017
Somme	4.088	4.094	4.109	4.109
Wo	39.12	40.05	39.65	37.53
En	0.39	0.47	0.47	0.27
Fs	60.49	59.49	59.89	62.20
Fm	0.99	0.99	0.99	1.00

py3 = microcristaux (< 50 µ).

Ænigmatites

JR97-19

	104	105	109	124
SiO ₂	39.57	39.71	39.65	40.75
Al ₂ O ₃	0.53	0.59	0.46	0.48
FeO	40.21	41.55	40.08	40.07
MnO	0.96	1.15	1.13	1.09
MgO	0.04	0.00	0.04	0.03
CaO	0.41	0.50	0.37	0.21
Na ₂ O	6.73	4.63	6.25	5.75
K ₂ O	0.06	0.05	0.05	0.16
TiO ₂	7.85	8.06	8.35	7.70
Total	96.37	96.23	96.39	96.23

Formules structurales calculées sur la base de 20 oxygènes

Si	5.932	5.955	5.931	6.068
Al	0.094	0.104	0.082	0.085
Fe	5.040	5.211	5.013	4.990
Mn	0.121	0.146	0.143	0.137
Mg	0.010	0.000	0.009	0.006
Ca	0.066	0.081	0.059	0.034
Na	1.956	1.347	1.812	1.660
K	0.012	0.009	0.010	0.030
Ti	0.885	0.909	0.940	0.862
Cr	0.002	0.000	0.001	0.000
Somme	14.119	13.762	14.000	13.872

JR99-82

	63	65	68	75	76
SiO ₂	39.81	40.07	40.16	40.49	39.41
Al ₂ O ₃	0.60	0.61	0.25	0.34	0.61
FeO	43.22	42.10	44.59	41.84	42.57
MnO	0.78	0.90	0.94	0.89	0.78
MgO	0.04	0.03	0.01	0.04	0.05
CaO	0.78	0.65	0.25	0.57	0.82
Na ₂ O	6.60	6.64	6.59	7.10	7.02
K ₂ O	0.02	0.02	0.04	0.07	0.03
TiO ₂	7.87	8.23	6.55	8.21	8.02
Total	99.75	99.26	99.40	99.54	99.33

Si	5.828	5.860	5.932	5.899	5.795
Al	0.103	0.105	0.044	0.059	0.106
Fe	5.291	5.149	5.508	5.098	5.235
Mn	0.097	0.111	0.118	0.110	0.097
Mg	0.009	0.006	0.003	0.008	0.011
Ca	0.122	0.102	0.039	0.089	0.129
Na	1.873	1.884	1.887	2.005	2.001
K	0.003	0.004	0.007	0.012	0.005
Ti	0.866	0.905	0.728	0.900	0.887
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Somme	14.192	14.126	14.265	14.180	14.267

AII-3 : Volcanisme pré-Pinacate - Rhyolites hyperalcalines (*Lomas del Norte et Vidrios Viejos*) (suite)

Amphiboles

JR97-19					JR98-31A								JR99-82						
	102	103	106	119		51	52	58	59	64	65	66	72		57	66	67	72	74
SiO ₂	49.22	50.12	49.32	49.70	SiO ₂	51.60	51.55	52.47	51.37	50.34	50.55	51.80	50.10	SiO ₂	50.68	48.64	49.27	48.50	48.39
Al ₂ O ₃	0.16	0.16	0.14	0.36	Al ₂ O ₃	0.18	0.20	0.18	0.12	0.15	0.14	0.36	0.12	Al ₂ O ₃	0.18	0.20	0.24	0.25	0.13
FeO	28.99	31.22	28.66	27.31	FeO	27.73	27.08	27.22	26.40	28.54	27.52	27.71	28.99	FeO	34.49	36.82	35.40	37.09	36.75
MnO	0.69	0.74	0.67	0.74	MnO	1.42	1.13	0.68	1.05	0.65	0.64	0.85	0.71	MnO	1.20	1.04	0.98	1.04	1.18
MgO	0.05	1.20	0.06	0.07	MgO	0.08	0.11	0.05	0.06	0.02	0.03	0.13	0.04	MgO	0.02	0.16	0.16	0.05	0.05
CaO	10.19	2.07	11.20	11.66	CaO	3.32	2.30	2.12	3.07	4.26	2.46	2.02	5.93	CaO	1.41	3.01	2.54	2.67	2.66
Na ₂ O	6.76	7.92	6.30	5.34	Na ₂ O	11.50	11.95	12.06	11.62	10.57	11.82	12.02	9.51	Na ₂ O	6.56	6.84	7.13	6.98	7.08
K ₂ O	0.02	1.44	0.09	0.20	K ₂ O	0.00	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	K ₂ O	1.63	1.52	1.41	1.27	1.57
TiO ₂	0.27	0.73	0.13	0.17	TiO ₂	2.14	2.32	3.24	3.48	1.13	2.54	1.54	0.66	TiO ₂	0.12	0.23	0.26	0.24	0.24
Total	96.33	95.59	96.58	95.54	Total	97.97	96.65	98.06	97.20	95.67	95.70	96.44	96.05	Total	96.30	98.45	97.40	98.08	98.03

Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes

Si	8.000	8.179	7.995	8.069	Si	8.131	8.190	8.180	8.103	8.158	8.138	8.246	8.122	Si	8.287	7.951	8.061	7.957	7.957
Al ₄	0.000	0.000	0.000	0.000	Al ₄	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Al ₄	0.000	0.038	0.000	0.043	0.026
Al ₆	0.030	0.031	0.027	0.069	Al ₆	0.034	0.038	0.033	0.022	0.029	0.027	0.068	0.023	Al ₆	0.034	0.000	0.046	0.005	0.000
Ti	0.034	0.089	0.016	0.021	Ti	0.254	0.277	0.380	0.413	0.137	0.307	0.185	0.080	Ti	0.015	0.029	0.032	0.029	0.030
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	Fe ₃	0.000	0.012	0.000	0.000	0.017
Fe ₂	4.257	4.799	4.170	3.969	Fe ₂	4.269	4.260	4.226	4.115	4.454	4.378	4.364	4.435	Fe ₂	4.716	5.021	4.844	5.089	5.035
Mn	0.095	0.103	0.092	0.101	Mn	0.189	0.153	0.090	0.140	0.089	0.088	0.115	0.097	Mn	0.167	0.144	0.136	0.144	0.164
T	4.416	5.023	4.305	4.161	T	4.745	4.727	4.729	4.691	4.712	4.800	4.734	4.636	T	4.931	5.205	5.059	5.267	5.246
Mg	0.011	0.000	0.015	0.016	Mg	0.018	0.025	0.011	0.015	0.004	0.006	0.030	0.009	Mg	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
MgM ₄	0.000	0.291	0.000	0.000	MgM ₄	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	MgM ₄	0.000	0.039	0.040	0.012	0.011
Ca	1.775	0.362	1.946	2.028	Ca	0.560	0.391	0.353	0.519	0.739	0.423	0.344	1.030	Ca	0.247	0.528	0.446	0.468	0.468
NaM ₄	0.225	1.348	0.054	0.000	NaM ₄	1.440	1.609	1.647	1.481	1.261	1.577	1.656	0.970	NaM ₄	1.753	1.433	1.514	1.519	1.521
NaA	1.904	1.159	1.926	1.682	NaA	2.075	2.071	1.999	2.072	2.060	2.114	2.054	2.019	NaA	0.327	0.733	0.747	0.700	0.735
K	0.003	0.299	0.019	0.041	K	0.001	0.004	0.007	0.005	0.005	0.000	0.002	0.001	K	0.340	0.317	0.294	0.266	0.328
NaK	1.907	1.458	1.944	1.723	NaK	2.076	2.075	2.006	2.077	2.065	2.114	2.055	2.020	NaK	0.667	1.050	1.041	0.966	1.063
CaNa ₄	2.000	1.709	2.000	2.028	CaNa ₄	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	CaNa ₄	2.000	1.961	1.960	1.988	1.989
Somme	16.334	16.659	16.259	15.997	Somme	16.971	17.017	16.927	16.885	16.939	17.059	17.065	16.786	Somme	15.891	16.244	16.161	16.233	16.292

Verre

JR97-19				
	101	122	125	127
SiO ₂	73.09	72.73	71.25	71.83
Al ₂ O ₃	11.81	11.67	11.37	11.57
FeO	2.91	2.88	2.66	2.84
MnO	0.07	0.06	0.05	0.06
MgO	0.01	0.00	0.02	0.00
CaO	0.23	0.23	0.26	0.21
Na ₂ O	2.63	2.48	2.45	2.40
K ₂ O	4.77	4.93	4.70	4.89
TiO ₂	0.21	0.21	0.18	0.19
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.00	0.01
Total	95.74	95.20	92.93	94.01

AII-4 : Volcanisme pré-Pinacate - Mélanges magmatiques dans les tufs de la mesa située au nord du *Cerro San Pedro*

Feldspaths

JR97-13A

	fk1 25	fk1 26	fk1 27	fk2 28	fk1 30	fk1 31	pl2 34	fk1 40	fk2 41	pl1 52
SiO2	65,36	65,94	66,47	66,77	67,15	65,88	59,35	65,24	65,76	50,73
Al2O3	19,61	19,71	19,94	19,97	20,09	19,67	25,23	19,86	19,48	30,79
FeO	0,25	0,23	0,26	0,27	0,28	0,24	0,20	0,29	0,25	0,30
CaO	0,30	0,38	0,39	0,33	0,33	0,31	6,19	0,35	0,26	12,97
Na2O	8,22	8,09	7,68	7,72	7,69	7,91	7,78	7,96	7,92	4,24
K2O	4,90	4,99	4,92	4,98	4,96	5,21	0,60	4,68	5,12	0,15
Total	98,64	99,34	99,66	100,03	100,49	99,22	99,36	98,38	98,80	99,19

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2,954	2,957	2,960	2,966	2,968	2,960	2,666	2,949	2,965	2,328
Al	1,044	1,042	1,047	1,045	1,046	1,042	1,336	1,058	1,035	1,665
Fe	0,009	0,009	0,010	0,010	0,010	0,009	0,008	0,011	0,009	0,012
Ca	0,015	0,018	0,019	0,015	0,015	0,015	0,298	0,017	0,013	0,638
Na	0,720	0,704	0,663	0,665	0,659	0,689	0,678	0,698	0,692	0,378
K	0,283	0,285	0,280	0,282	0,280	0,298	0,034	0,270	0,295	0,009
Somme	5,025	5,016	4,977	4,983	4,978	5,013	5,020	5,003	5,009	5,029
An	1,45	1,80	1,93	1,61	1,61	1,48	29,51	1,71	1,27	62,29
Ab	70,76	69,87	68,97	69,07	69,06	68,76	67,07	70,89	69,26	36,87
Or	27,79	28,32	29,11	29,32	29,32	29,76	3,42	27,41	29,48	0,85

P02-13A

	fk2 105	fk1 106	fk1 110	fk1 111	fk1 116	fk1 117	fk1 118	fk1 119	fk1 120
SiO2	65,52	65,56	65,50	65,34	66,14	65,98	65,94	66,00	65,66
Al2O3	19,38	19,55	19,53	19,40	19,53	19,16	19,58	19,43	19,36
FeO	0,22	0,26	0,22	0,24	0,23	0,26	0,23	0,24	0,22
CaO	0,35	0,32	0,31	0,35	0,33	0,25	0,36	0,29	0,33
Na2O	8,07	8,04	7,96	7,87	8,03	7,95	8,00	7,91	8,00
K2O	5,02	4,92	5,12	5,11	5,08	5,37	5,02	5,29	5,10
Total	98,56	98,66	98,64	98,31	99,34	98,97	99,13	99,16	98,67

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2,963	2,9601	2,960	2,962	2,966	2,974	2,963	2,967	2,966
Al	1,0328	1,0404	1,040	1,036	1,032	1,018	1,037	1,030	1,030
Fe	0,0085	0,0097	0,008	0,009	0,009	0,010	0,009	0,009	0,008
Ca	0,0169	0,0156	0,015	0,017	0,016	0,012	0,017	0,014	0,016
Na	0,7077	0,7041	0,697	0,692	0,698	0,695	0,697	0,689	0,701
K	0,2897	0,2836	0,295	0,295	0,291	0,309	0,288	0,304	0,294
Somme	5,0185	5,0136	5,015	5,012	5,012	5,017	5,010	5,013	5,015
An	1,66	1,55	1,49	1,70	1,58	1,18	1,71	1,40	1,60
Ab	69,78	70,18	69,19	68,90	69,50	68,43	69,54	68,45	69,31
Or	28,56	28,27	29,32	29,41	28,93	30,39	28,75	30,16	29,10

P02-14

	pl1 5	pl1 8	pl1 10	pl2 18	pl1 19	pl1 20	pl1 32	fk2 37	fk1 38	pl1 54	pl1 59	pl1 69	pl1 79	pl1 81	pl2 82
SiO2	52,77	54,29	52,50	58,32	58,88	54,18	54,69	66,07	65,45	58,78	56,04	56,43	54,75	56,60	57,28
Al2O3	29,04	27,89	29,19	26,32	25,01	28,35	29,18	19,38	19,34	25,60	27,66	26,59	28,13	26,65	26,39
FeO	0,27	0,30	0,25	0,34	0,34	0,34	0,23	0,26	0,25	0,24	0,25	0,33	0,26	0,26	0,32
CaO	11,32	10,00	11,60	8,18	6,83	10,51	10,95	0,35	0,36	7,25	9,63	8,67	10,20	8,53	8,40
Na2O	4,87	5,64	4,95	6,94	7,52	5,54	5,44	8,02	8,01	7,20	6,01	6,16	5,78	6,31	6,78
K2O	0,23	0,33	0,21	0,24	0,26	0,14	0,27	4,82	4,95	0,39	0,25	0,41	0,28	0,41	0,47
Total	98,50	98,44	98,71	100,33	98,83	99,07	100,76	98,90	98,37	99,47	99,83	98,60	99,42	98,77	99,63

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2,423	2,486	2,409	2,604	2,660	2,470	2,451	2,972	2,965	2,641	2,524	2,568	2,485	2,572	2,583
Al	1,571	1,505	1,579	1,385	1,331	1,523	1,541	1,027	1,032	1,355	1,468	1,426	1,505	1,427	1,402
Fe	0,010	0,011	0,010	0,013	0,013	0,013	0,009	0,010	0,010	0,009	0,010	0,013	0,010	0,010	0,012
Ca	0,557	0,491	0,570	0,391	0,330	0,513	0,526	0,017	0,018	0,349	0,465	0,423	0,496	0,415	0,406
Na	0,433	0,500	0,440	0,600	0,658	0,489	0,472	0,700	0,704	0,628	0,525	0,544	0,509	0,556	0,593
K	0,014	0,019	0,013	0,013	0,015	0,008	0,016	0,277	0,286	0,023	0,014	0,024	0,016	0,024	0,027
Somme	5,008	5,013	5,021	5,007	5,008	5,016	5,014	5,002	5,014	5,004	5,006	4,997	5,021	5,004	5,023
An	55,50	48,57	55,73	38,93	32,91	50,78	51,88	1,71	1,75	34,94	46,29	42,69	48,56	41,74	39,57
Ab	43,15	49,53	43,04	59,74	65,59	48,39	46,58	70,44	69,87	62,80	52,28	54,89	49,84	55,87	57,82
Or	1,35	1,90	1,22	1,34	1,49	0,83	1,54	27,85	28,38	2,25	1,43	2,42	1,59	2,39	2,61

pl1 = phénocristaux de plagioclase cœur ; pl2 = phénocristaux de plagioclase bord ; fk1 = feldspaths alcalins cœur ; fk2 = feldspaths alcalins bord ; — même cristal.

AII-4 : Volcanisme pré-Pinacate - Mélanges magmatiques dans les tufs de la mesa située au nord du *Cerro San Pedro*

(suite)

Pyroxènes

JR97-13A

	py2 33	py2 35	py2 37	py2 43	xc 39	xc 54	xc 55	xc 48
SiO ₂	47,26	47,12	47,68	47,62	47,44	50,27	50,52	50,76
Al ₂ O ₃	0,26	0,28	0,33	0,25	3,34	0,94	1,00	0,85
FeO	31,00	31,08	30,88	30,79	13,36	17,88	16,86	29,15
MnO	0,93	0,93	0,97	0,94	0,35	0,67	0,53	0,60
MgO	0,90	1,06	1,00	1,00	12,67	9,83	11,17	18,41
CaO	19,70	19,45	19,56	19,61	19,29	20,18	19,69	1,33
Na ₂ O	0,59	0,60	0,48	0,53	0,40	0,32	0,24	0,01
K ₂ O	0,03	0,02	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
TiO ₂	0,26	0,26	0,27	0,22	1,40	0,20	0,24	0,20
Total	100,92	100,79	101,23	100,99	98,24	100,29	100,28	101,36

P02-13A

	xc 103	py2 108	xc 123
SiO ₂	52,69	48,21	52,57
FeO	8,34	29,88	19,98
MnO	0,33	1,01	0,46
MgO	15,09	1,14	22,90
CaO	21,47	16,74	1,36
Na ₂ O	0,34	0,79	0,01
K ₂ O	0,01	0,11	0,01
TiO ₂	0,22	0,31	0,29
Al ₂ O ₃	0,76	0,50	0,89
Total	99,25	98,69	98,46

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1,954	1,951	1,960	1,962	1,845	1,951	1,946	1,938
AlIV	0,013	0,014	0,016	0,012	0,153	0,043	0,045	0,038
AlVI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	1,072	1,076	1,062	1,061	0,434	0,580	0,543	0,931
Mn	0,033	0,033	0,034	0,033	0,012	0,022	0,017	0,019
Mg	0,055	0,065	0,061	0,061	0,734	0,569	0,641	1,048
Ca	0,873	0,863	0,862	0,866	0,804	0,839	0,813	0,054
Na	0,047	0,048	0,038	0,042	0,030	0,024	0,018	0,001
K	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,008	0,008	0,008	0,007	0,041	0,006	0,007	0,006
Somme	4,057	4,059	4,042	4,044	4,053	4,034	4,030	4,035
Wo	42,93	42,36	42,69	42,84	40,51	41,75	40,34	2,65
En	2,73	3,21	3,04	3,04	37,01	28,29	31,84	51,05
Fs	54,34	54,43	54,28	54,12	22,48	29,97	27,82	46,30
Fm	0,95	0,94	0,95	0,95	0,38	0,51	0,47	0,48

Si	1,974	2,008	1,972
AlIV	0,026	0,000	0,028
AlVI	0,007	0,025	0,012
Fe ²⁺	0,261	1,041	0,627
Mn	0,010	0,036	0,015
Mg	0,842	0,071	1,281
Ca	0,862	0,747	0,055
Na	0,025	0,064	0,001
K	0,000	0,006	0,000
Ti	0,006	0,010	0,008
Somme	4,013	4,008	3,999
Wo	43,61	39,44	2,77
En	42,64	3,74	64,78
Fs	13,75	56,83	32,45
Fm	0,24	0,94	0,33

P02-14

	py2 36	py2 41	py2 43	py2 92	py2 93	py2 98	xc 9	xc 13	xc 24	xc 30	xc 34	xc 60	xc 61	xc 64	xc 67	xc 73	xc 80	xc 87	xc 88	xc 89
SiO ₂	47,58	47,41	47,57	46,91	47,99	47,52	50,62	51,26	50,53	47,07	51,03	50,22	50,52	50,70	51,39	51,36	50,57	52,11	49,66	50,37
Al ₂ O ₃	0,30	0,27	0,28	0,85	0,58	0,31	1,84	0,94	0,71	5,66	0,94	0,93	0,85	0,79	1,17	0,80	0,68	0,68	0,62	0,95
FeO	29,10	29,38	28,76	27,01	25,36	29,86	9,75	12,01	17,21	6,86	13,11	16,51	16,11	16,24	11,99	14,02	27,90	23,69	18,89	16,24
MnO	1,02	1,01	0,98	0,78	0,84	1,05	0,33	0,48	0,64	0,16	0,48	0,63	0,56	0,58	0,43	0,49	0,82	0,58	0,80	0,61
MgO	1,05	0,60	1,09	1,93	3,36	0,81	13,71	12,32	9,77	13,72	11,91	9,90	10,31	10,14	12,95	11,61	16,80	20,36	9,06	9,86
CaO	19,18	19,22	19,54	20,26	19,90	18,99	20,80	20,65	19,75	20,99	20,27	19,83	20,06	19,93	20,21	20,22	1,61	1,47	18,76	20,09
Na ₂ O	0,53	0,61	0,54	0,29	0,31	0,61	0,45	0,44	0,25	0,50	0,35	0,32	0,33	0,34	0,30	0,28	0,01	0,03	0,33	0,33
TiO ₂	0,31	0,31	0,28	0,40	0,30	0,36	0,93	0,38	0,18	1,81	0,32	0,33	0,32	0,25	0,31	0,24	0,23	0,21	0,22	0,29
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,02
Total	99,08	98,80	99,04	98,42	98,64	99,50	98,44	98,46	99,06	96,82	98,42	98,71	99,07	98,99	98,76	99,02	98,64	99,15	98,34	98,77

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1,983	1,986	1,982	1,954	1,972	1,978	1,929	1,970	1,975	1,808	1,970	1,966	1,966	1,974	1,964	1,977	1,977	1,979	1,971	1,969
AlIV	0,015	0,013	0,014	0,042	0,028	0,015	0,071	0,030	0,025	0,192	0,030	0,034	0,034	0,026	0,036	0,023	0,023	0,021	0,029	0,031
AlVI	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,013	0,008	0,064	0,013	0,009	0,005	0,011	0,017	0,013	0,008	0,009	0,000	0,012
Fe ²⁺	1,014	1,029	1,002	0,941	0,871	1,040	0,311	0,386	0,563	0,220	0,423	0,540	0,524	0,529	0,383	0,451	0,912	0,752	0,627	0,531
Mn	0,036	0,036	0,035	0,028	0,029	0,037	0,011	0,016	0,021	0,005	0,016	0,021	0,018	0,019	0,014	0,016	0,027	0,019	0,027	0,020
Mg	0,065	0,037	0,068	0,120	0,206	0,050	0,779	0,706	0,569	0,785	0,685	0,578	0,598	0,589	0,738	0,666	0,979	1,152	0,536	0,574
Ca	0,856	0,862	0,872	0,904	0,876	0,847	0,849	0,850	0,827	0,864	0,839	0,832	0,836	0,832	0,828	0,834	0,067	0,060	0,798	0,841
Na	0,043	0,050	0,044	0,023	0,025	0,049	0,033	0,033	0,019	0,037	0,026	0,024	0,025	0,026	0,022	0,021	0,001	0,002	0,025	0,025
Ti	0,010	0,010	0,009	0,013	0,009	0,011	0,027	0,011	0,005	0,052	0,009	0,010	0,009	0,007	0,009	0,007	0,007	0,006	0,007	0,009
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Somme	4,022	4,023	4,026	4,025	4,016	4,027	4,021	4,015	4,013	4,028	4,011	4,015	4,015	4,014	4,011	4,008	4,001	4,000	4,020	4,013
Wo	43,43	43,90	44,13	45,38	44,19	42,91	43,57	43,43	41,77	46,07	42,72	42,20	42,30	42,25	42,17	42,39	3,40	3,02	40,14	42,78
En	3,31	1,91	3,42	6,01	10,38	2,55	39,95	36,05	28,75	41,90	34,92	29,31	30,25	29,90	37,59	33,86	49,30	58,11	26,97	29,21
Fs	53,26	54,20	52,45	48,60	45,43	54,54	16,49	20,52	29,48	12,03	22,36	28,49	27,45	27,84	20,24	23,75	47,30	38,88	32,90	28,02
Fm	0,94	0,97	0,94	0,89	0,81	0,96	0,29	0,36	0,51	0,22	0,39	0,49	0,48	0,48	0,35	0,41	0,49	0,40	0,55	0,49

py2 = microphénocristaux (< 300 µ) ; xc = xénocristaux ; — même cristal.

AII-5 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du *Cerro Tres Mosqueteros* (JR98-30)

Plagioclases

	pl3 83	pl3 88	pl3 89	pl3 92	pl3 98	pl3 99	pl3 100	pl3 101	pl3 104	pl3 107	pl3 109	pl3 115
SiO2	53.65	55.16	54.10	52.90	52.39	54.13	53.50	52.47	53.48	53.23	53.61	54.89
Al2O3	28.48	28.15	28.58	29.86	29.80	28.87	28.99	29.39	29.06	29.02	29.25	27.54
FeO	0.97	0.96	0.87	0.86	0.78	0.95	0.83	1.00	0.92	0.90	0.81	0.91
CaO	11.30	10.67	11.22	12.54	12.71	11.61	11.61	12.24	11.83	11.97	11.83	10.43
Na2O	4.58	5.03	4.67	4.03	4.18	4.56	4.43	4.34	4.39	4.32	4.48	5.10
K2O	0.74	0.76	0.63	0.48	0.43	0.60	0.55	0.53	0.63	0.55	0.51	0.85
Total	99.73	100.74	100.07	100.68	100.27	100.73	99.92	99.96	100.30	100.00	100.50	99.72

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

	pl3 83	pl3 88	pl3 89	pl3 92	pl3 98	pl3 99	pl3 100	pl3 101	pl3 104	pl3 107	pl3 109	pl3 115
Si	2.442	2.478	2.450	2.387	2.376	2.439	2.428	2.389	2.420	2.417	2.419	2.492
Al	1.528	1.491	1.525	1.588	1.593	1.533	1.550	1.577	1.549	1.553	1.556	1.473
Fet	0.037	0.036	0.033	0.032	0.029	0.036	0.032	0.038	0.035	0.034	0.031	0.035
Ca	0.551	0.513	0.544	0.607	0.618	0.561	0.565	0.597	0.573	0.582	0.572	0.507
Na	0.404	0.438	0.410	0.353	0.367	0.398	0.389	0.383	0.385	0.381	0.392	0.449
K	0.043	0.044	0.036	0.028	0.025	0.035	0.032	0.031	0.036	0.032	0.030	0.049
Somme	5.004	5.001	4.999	4.994	5.008	5.000	4.996	5.015	4.998	4.999	4.998	5.005
An	55.18	51.57	54.95	61.45	61.18	56.44	57.26	59.09	57.66	58.54	57.58	50.48
Ab	40.50	44.03	41.36	35.76	36.38	40.08	39.49	37.89	38.69	38.25	39.44	44.64
Or	4.32	4.39	3.68	2.79	2.44	3.49	3.26	3.02	3.65	3.21	2.98	4.88

pl3 = microlites.

Olivines

	ol2 82	ol2 86	ol2 87	ol1 90	ol1 94	ol2 96	ol3 97	ol1 102	ol2 103	ol3 110	ol3 111	ol1 112
SiO2	39.38	39.43	39.16	39.81	39.61	39.29	37.32	39.61	38.92	37.09	37.28	39.31
FeO	18.65	17.87	19.46	17.66	17.28	19.20	28.36	17.39	20.87	29.09	28.06	17.42
MnO	0.36	0.28	0.37	0.28	0.28	0.36	0.65	0.29	0.38	0.66	0.62	0.29
MgO	40.72	41.93	40.24	41.85	42.18	40.54	33.26	42.22	39.44	32.65	33.49	42.46
CaO	0.15	0.13	0.15	0.13	0.13	0.15	0.26	0.14	0.14	0.27	0.28	0.12
Total	99.26	99.64	99.37	99.73	99.49	99.54	99.85	99.64	99.76	99.76	99.72	99.60

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

	ol2 82	ol2 86	ol2 87	ol1 90	ol1 94	ol2 96	ol3 97	ol1 102	ol2 103	ol3 110	ol3 111	ol1 112
Si	1.013	1.006	1.010	1.013	1.009	1.010	1.003	1.008	1.007	1.001	1.001	1.002
Al	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001
Fet	0.401	0.381	0.420	0.376	0.368	0.413	0.637	0.370	0.451	0.657	0.630	0.371
Mn	0.008	0.006	0.008	0.006	0.006	0.008	0.015	0.006	0.008	0.015	0.014	0.006
Mg	1.560	1.595	1.547	1.587	1.601	1.553	1.331	1.601	1.521	1.313	1.341	1.613
Ca	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.007	0.004	0.004	0.008	0.008	0.003
Somme	2.987	2.993	2.989	2.986	2.989	2.989	2.994	2.991	2.992	2.996	2.996	2.997
Fo	79.55	80.70	78.66	80.85	81.31	79.01	67.64	81.23	77.11	66.67	68.03	81.29

ol1 = phénocristaux cœur ; ol2 = bord et microcristaux ; ol3 = matrice ;
 — même cristal.

Verre

	84
SiO2	66.27
Al2O3	15.40
FeO	2.26
MnO	0.04
MgO	0.46
CaO	1.04
Na2O	3.52
K2O	6.41
TiO2	1.64
Total	97.03

Pyroxènes

	py3 93	py3 105	py3 106	py3 116	py3 117	py3 118	py3 119	py3 120
SiO2	51.49	51.65	50.40	52.01	50.45	51.55	49.75	52.14
Al2O3	2.47	2.09	2.88	1.79	3.06	1.97	3.48	1.86
FeO	9.59	9.02	9.15	10.46	9.03	9.23	9.90	9.00
MnO	0.31	0.34	0.29	0.40	0.30	0.34	0.30	0.34
MgO	16.14	15.89	15.18	16.60	14.90	15.96	14.85	16.52
CaO	18.06	19.34	20.07	17.65	20.40	19.16	19.64	19.05
Na2O	0.37	0.37	0.41	0.31	0.43	0.36	0.44	0.33
TiO2	0.84	0.83	1.09	0.77	1.18	0.81	1.26	0.70
Cr2O3	0.12	0.11	0.12	0.02	0.18	0.04	0.09	0.15
Total	99.39	99.65	99.58	100.01	99.93	99.43	99.72	100.10

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

	py3 93	py3 105	py3 106	py3 116	py3 117	py3 118	py3 119	py3 120
Si	1.921	1.925	1.889	1.933	1.885	1.926	1.868	1.931
AlIV	0.079	0.075	0.111	0.067	0.115	0.074	0.132	0.069
AlVI	0.030	0.017	0.016	0.011	0.019	0.013	0.022	0.013
Fe2+	0.299	0.281	0.287	0.325	0.282	0.288	0.311	0.279
Mn	0.010	0.011	0.009	0.013	0.009	0.011	0.010	0.011
Mg	0.898	0.883	0.848	0.920	0.830	0.889	0.831	0.912
Ca	0.722	0.772	0.806	0.703	0.817	0.767	0.790	0.756
Na	0.027	0.027	0.030	0.022	0.031	0.026	0.032	0.024
Ti	0.024	0.023	0.031	0.022	0.033	0.023	0.036	0.019
Cr	0.004	0.003	0.004	0.001	0.005	0.001	0.003	0.004
Somme	4.014	4.017	4.031	4.017	4.026	4.018	4.035	4.018
Wo	37.43	39.67	41.33	35.86	42.14	39.23	40.69	38.62
En	46.54	45.34	43.49	46.91	42.81	45.46	42.80	46.59
Fs	16.02	14.99	15.18	17.23	15.05	15.30	16.50	14.79
Fm	0.26	0.25	0.26	0.27	0.26	0.25	0.28	0.24

py3 = microcristaux de la matrice (< 50 µ).

Spinelles

	81	95	113	114
SiO2	0.15	0.16	0.13	0.12
Al2O3	17.25	15.69	15.92	14.16
FeO	22.73	23.44	22.65	23.76
Fe2O3	18.60	20.95	20.92	23.26
MnO	0.36	0.34	0.38	0.35
MgO	8.55	8.25	8.71	8.04
TiO2	2.53	2.99	2.92	3.33
Cr2O3	28.02	26.74	26.82	25.45
Total	98,20	98,55	98,45	98,47

FS calculées sur la base de 32 oxygènes

	81	95	113	114
Si	0,040	0,042	0,036	0,032
Al	5,381	4,926	4,985	4,492
Fe2	5,031	5,223	5,031	5,349
Fe3	3,705	4,202	4,181	4,712
Mn	0,080	0,076	0,085	0,081
Mg	3,372	3,277	3,448	3,225
Ti	0,504	0,598	0,582	0,673
Cr	5,863	5,633	5,634	5,416
Somme	23,977	23,977	23,982	23,981

AII-6 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du *Cerro San Pedro* (base JR97-23 ; sommet JR97-9 et JR97-28)

Plagioclases

JR97-23

	pl1 65	pl2 66	pl1 72	pl2 73	pl2 74	pl3 84	pl3 87	pl2 88
SiO ₂	51.48	51.69	51.89	51.63	53.65	53.62	55.34	52.80
Al ₂ O ₃	29.54	30.09	29.80	29.99	28.99	28.55	27.27	28.99
FeO	0.47	0.54	0.45	0.51	0.63	0.73	0.74	0.66
CaO	12.33	12.41	12.31	12.47	11.42	11.05	9.74	11.49
Na ₂ O	4.61	4.46	4.59	4.36	4.88	5.39	6.14	5.06
K ₂ O	0.27	0.27	0.25	0.24	0.32	0.43	0.54	0.35
Total	98.69	99.47	99.28	99.19	99.89	99.76	99.77	99.35

JR97-9

	xgab 29	xgab 40	xgab 41	xgab 43	pl3 47	pl2 54	pl2 55	pl3 61	pl3 62	pl3 63	pl2 66	pl2 67
SiO ₂	52.52	51.82	52.24	52.62	51.45	51.64	51.30	53.12	54.29	54.07	52.69	51.57
Al ₂ O ₃	29.68	29.82	29.48	29.79	29.41	30.11	30.05	28.51	27.64	28.32	28.89	30.34
FeO	0.34	0.35	0.35	0.50	0.60	0.44	0.70	0.74	0.84	0.69	0.54	0.55
CaO	11.75	12.36	11.67	11.44	12.33	12.70	12.71	11.07	10.23	10.54	11.38	12.69
Na ₂ O	4.94	4.45	4.64	4.57	4.55	4.21	4.39	5.04	5.53	5.55	5.02	4.33
K ₂ O	0.34	0.31	0.34	0.30	0.28	0.23	0.28	0.40	0.51	0.47	0.35	0.26
Total	99.57	99.10	98.71	99.22	98.62	99.33	99.42	98.89	99.03	99.64	98.88	99.72

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.375	2.365	2.377	2.368	2.435	2.442	2.512	2.416	2.394	2.375	2.398	2.399	2.373	2.361	2.350	2.432	2.479	2.457	2.416	2.352
Al	1.606	1.623	1.609	1.621	1.551	1.533	1.459	1.563	1.594	1.611	1.594	1.601	1.599	1.622	1.622	1.538	1.487	1.517	1.561	1.631
Fet	0.018	0.020	0.017	0.020	0.024	0.028	0.028	0.025	0.013	0.013	0.013	0.019	0.023	0.017	0.027	0.028	0.032	0.026	0.021	0.021
Ca	0.609	0.609	0.604	0.613	0.555	0.539	0.474	0.563	0.574	0.607	0.574	0.559	0.609	0.622	0.624	0.543	0.500	0.513	0.559	0.620
Na	0.412	0.396	0.407	0.388	0.429	0.476	0.540	0.449	0.437	0.395	0.413	0.404	0.407	0.373	0.390	0.447	0.490	0.489	0.446	0.383
K	0.016	0.016	0.014	0.014	0.019	0.025	0.031	0.020	0.020	0.018	0.020	0.017	0.017	0.013	0.016	0.024	0.029	0.027	0.020	0.015
Somme	5.036	5.029	5.029	5.023	5.013	5.042	5.044	5.037	5.031	5.019	5.011	5.000	5.028	5.009	5.030	5.013	5.018	5.029	5.024	5.021
An	58.75	59.64	58.89	60.39	55.34	51.84	45.33	54.57	55.68	59.47	57.03	57.02	59.01	61.68	60.54	53.58	49.08	49.87	54.50	60.94
Ab	39.74	38.81	39.71	38.22	42.79	45.78	51.66	43.48	42.39	38.74	41.00	41.22	39.39	36.99	37.87	44.09	48.03	47.48	43.52	37.60
Or	1.51	1.55	1.40	1.40	1.87	2.38	3.01	1.96	1.93	1.79	1.96	1.76	1.60	1.34	1.58	2.33	2.89	2.65	1.98	1.46

JR97-28

	pl1 34	pl1 37	pl1 38	pl3 39	pl3 40	pl1 49	pl2 50	pl3 126	pl3 129	pl3 133	pl3 137	pl1 138	pl1 139	pl1 140	pl3 143	pl1 144
SiO ₂	48.85	48.74	48.62	54.05	52.98	48.24	48.58	56.94	53.78	53.86	54.29	53.60	48.31	48.04	52.67	48.26
Al ₂ O ₃	31.81	31.55	32.07	28.42	28.67	32.16	32.33	26.31	28.81	28.29	28.68	29.40	32.52	32.75	28.93	32.68
FeO	0.39	0.44	0.42	0.54	0.61	0.36	0.46	0.68	0.60	0.61	0.84	0.52	0.38	0.42	0.56	0.43
CaO	14.74	14.60	15.12	10.73	11.38	15.34	15.27	8.44	11.07	10.90	10.83	11.88	15.50	15.72	11.56	15.63
Na ₂ O	3.22	3.29	3.01	5.17	5.10	3.03	2.87	6.57	5.31	5.20	5.33	4.82	2.86	2.98	4.98	2.76
K ₂ O	0.10	0.27	0.11	0.42	0.38	0.09	0.11	0.68	0.39	0.41	0.39	0.30	0.14	0.13	0.36	0.11
Total	99.10	98.88	99.34	99.33	99.11	99.22	99.61	99.62	99.97	99.27	100.36	100.52	99.71	100.04	99.05	99.88

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.256	2.259	2.242	2.463	2.429	2.230	2.235	2.576	2.441	2.459	2.454	2.420	2.222	2.207	2.416	2.217
Al	1.731	1.723	1.743	1.526	1.549	1.752	1.753	1.403	1.541	1.522	1.527	1.564	1.763	1.773	1.564	1.769
Fet	0.015	0.017	0.016	0.021	0.023	0.014	0.018	0.026	0.023	0.023	0.032	0.020	0.015	0.016	0.021	0.016
Ca	0.729	0.725	0.747	0.524	0.559	0.760	0.753	0.409	0.538	0.533	0.524	0.575	0.764	0.774	0.568	0.769
Na	0.288	0.295	0.269	0.457	0.453	0.272	0.256	0.577	0.468	0.460	0.467	0.422	0.255	0.265	0.443	0.246
K	0.006	0.016	0.006	0.024	0.022	0.005	0.006	0.039	0.022	0.024	0.022	0.017	0.008	0.008	0.021	0.007
Somme	5.025	5.035	5.024	5.015	5.035	5.033	5.020	5.030	5.033	5.022	5.027	5.018	5.028	5.043	5.034	5.024
An	71.30	69.95	73.08	52.12	54.03	73.25	74.15	39.92	52.34	52.44	51.70	56.68	74.38	73.91	55.04	75.31
Ab	28.15	28.50	26.29	45.45	43.84	26.22	25.22	56.24	45.48	45.23	46.08	41.61	24.83	25.36	42.93	24.04
Or	0.55	1.55	0.63	2.43	2.13	0.53	0.62	3.84	2.18	2.33	2.21	1.71	0.78	0.73	2.03	0.64

pl1 = phénocristaux cœur ; pl2 = phénocristaux bord et lattes (~ 400 μ) ; pl3 = microlites (< 100 μ) ; xgab = xénolite gabbroïque ;
 — même cristal.

AII-6 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du *Cerro San Pedro* (base JR97-23 ; sommet JR97-9 et JR97-28)

(suite)

Olivines

JR97-9

	xgab 58	xgab 59	xgab 60	ol2 68	ol3 71
SiO ₂	35.84	35.34	34.73	34.78	33.66
Al ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
FeO	35.21	36.95	37.19	38.61	46.27
MnO	0.46	0.57	0.55	0.55	0.68
MgO	29.87	27.69	27.88	26.99	20.65
CaO	0.28	0.30	0.33	0.28	0.34

Total 101.66 100.87 100.68 101.22 101.59

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	0.979	0.983	0.971	0.973	0.977
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fet	0.805	0.859	0.870	0.904	1.123
Mn	0.011	0.013	0.013	0.013	0.017
Mg	1.216	1.148	1.162	1.126	0.893
Ca	0.008	0.009	0.010	0.008	0.011

Somme 3.019 3.013 3.026 3.024 3.020

Fo 60.19 57.19 57.20 55.47 44.30

JR97-28

	ol3 32	ol3 33	ol3 41	ol1 45	ol1 46	ol2 47	ol3 128	ol3 135	ol2 141
SiO ₂	38.49	37.46	37.93	38.33	38.91	37.68	36.21	35.75	37.52
Al ₂ O ₃	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01
FeO	17.41	22.97	22.02	17.05	16.95	22.18	31.89	34.88	24.48
MnO	0.28	0.31	0.32	0.25	0.22	0.30	0.41	0.42	0.38
MgO	43.36	39.13	40.02	43.59	43.55	38.53	32.60	30.18	38.19
CaO	0.26	0.25	0.28	0.28	0.28	0.29	0.30	0.28	0.24
NiO	0.14	0.10	0.09	0.16	0.15	0.10	0.06	0.03	0.10

Total 99.98 100.25 100.68 99.67 100.10 99.09 101.49 101.53 100.92

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	0.981	0.978	0.981	0.979	0.987	0.991	0.976	0.977	0.980
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fet	0.371	0.501	0.476	0.364	0.360	0.488	0.719	0.797	0.535
Mn	0.006	0.007	0.007	0.005	0.005	0.007	0.009	0.010	0.008
Mg	1.647	1.522	1.542	1.659	1.647	1.511	1.309	1.229	1.487
Ca	0.007	0.007	0.008	0.008	0.008	0.008	0.009	0.008	0.007
Ni	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002

Somme 3.017 3.018 3.016 3.020 3.010 3.008 3.023 3.021 3.019

Fo 81.61 75.22 76.41 82.00 82.07 75.59 64.56 60.66 73.55

ol1 = phénocristaux cœur ; ol2 = phénocristaux bord et microcristaux (~ 200 μ) ; ol3 = microcristaux (< 100 μ) ;
 xgab = xénolite gabbroïque ; — même cristal.

Pyroxènes

JR97-23

	py2 68	py2 69	py2 70	py2 71	py3 76	py3 81	py3 82	py3 86
SiO ₂	49.91	49.72	49.01	49.69	50.06	48.77	50.00	50.87
Al ₂ O ₃	3.23	2.75	3.20	2.78	3.68	2.42	1.79	1.25
FeO	10.32	13.22	12.78	13.32	10.13	12.87	14.39	12.65
MnO	0.19	0.29	0.29	0.33	0.25	0.31	0.36	0.31
MgO	15.25	14.06	13.87	14.18	15.26	13.61	13.41	15.79
CaO	19.22	18.19	18.82	18.11	19.13	19.74	18.83	17.29
Na ₂ O	0.37	0.42	0.45	0.41	0.41	0.38	0.34	0.23
TiO ₂	0.95	0.86	1.10	0.93	1.05	1.63	1.21	1.03
Cr ₂ O ₃	0.07	0.10	0.11	0.06	0.12	0.01	0.04	0.10

Total 99.51 99.61 99.62 99.82 100.09 99.74 100.37 99.50

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.877	1.890	1.865	1.886	1.869	1.862	1.900	1.923
AlIV	0.123	0.110	0.135	0.114	0.131	0.109	0.080	0.056
AlVI	0.020	0.013	0.008	0.010	0.031	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.325	0.420	0.407	0.423	0.316	0.411	0.457	0.400
Mn	0.006	0.009	0.009	0.011	0.008	0.010	0.012	0.010
Mg	0.855	0.796	0.787	0.802	0.849	0.775	0.760	0.890
Ca	0.775	0.741	0.767	0.736	0.765	0.808	0.767	0.700
Na	0.027	0.031	0.033	0.030	0.030	0.028	0.025	0.017
Ti	0.027	0.025	0.031	0.027	0.029	0.047	0.035	0.029
Cr	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.000	0.001	0.003

Somme 4.037 4.038 4.045 4.041 4.032 4.050 4.037 4.028

Wo 39.51 37.66 38.95 37.34 39.47 40.32 38.43 35.02
 En 43.62 40.5 39.93 40.68 43.8 38.67 38.07 44.49
 Fs 16.87 21.84 21.12 21.98 16.72 21.02 23.5 20.49

Fm 0.28 0.35 0.35 0.35 0.28 0.35 0.38 0.32

py2 = microcristaux (~ 500 μ) ; py3 = cristaux de la matrice (< 100 μ).

AII-6 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du *Cerro San Pedro* (base JR97-23 ; sommet JR97-9 et JR97-28)

(suite)

Pyroxènes

JR97-9

	xgab 30	xgab 31	xgab 32	xgab 33	xgab 34	xgab 35	xgab 36	xgab 37	xgab 38	xgab 39	py3 49	py3 50	py3 57	py3 64	py3 65	py3 72	py3 73
SiO ₂	48.96	49.58	49.49	49.74	50.00	49.79	49.44	49.75	49.26	49.43	49.75	48.71	48.96	48.53	48.05	49.81	48.99
Al ₂ O ₃	3.43	3.81	3.62	3.52	3.41	3.80	3.55	3.10	4.14	3.62	2.64	2.66	2.14	2.79	2.60	1.36	2.36
FeO	9.06	7.78	8.08	7.72	7.76	8.90	9.50	9.23	8.99	8.60	10.01	12.22	12.84	13.03	12.74	15.75	12.63
MnO	0.21	0.21	0.18	0.20	0.20	0.21	0.24	0.22	0.21	0.17	0.22	0.28	0.31	0.32	0.30	0.37	0.30
MgO	14.55	14.96	15.56	15.19	15.00	15.77	15.77	14.37	14.23	14.58	13.86	14.19	14.29	14.34	13.55	14.48	13.93
CaO	20.87	21.12	20.17	21.21	21.33	19.38	18.69	21.03	21.06	21.04	21.23	19.05	18.46	18.09	19.24	16.45	19.13
Na ₂ O	0.47	0.47	0.43	0.47	0.43	0.49	0.46	0.48	0.51	0.41	0.47	0.28	0.37	0.36	0.36	0.26	0.36
TiO ₂	1.04	1.06	0.99	0.94	0.94	1.13	1.07	0.80	1.28	0.99	0.54	1.79	1.43	1.78	1.88	0.95	1.63
Cr ₂ O ₃	0.04	0.10	0.06	0.05	0.05	0.08	0.04	0.06	0.11	0.04	0.00	0.18	0.05	0.16	0.12	0.02	0.11
Total	98.62	99.08	98.59	99.02	99.11	99.55	98.77	99.02	99.79	98.88	98.71	99.34	98.85	99.39	98.84	99.45	99.44

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.861	1.863	1.867	1.870	1.877	1.862	1.866	1.882	1.849	1.868	1.896	1.858	1.879	1.853	1.851	1.911	1.870
AlIV	0.139	0.137	0.133	0.130	0.123	0.138	0.134	0.118	0.151	0.132	0.104	0.120	0.097	0.126	0.118	0.061	0.106
AlVI	0.015	0.032	0.028	0.025	0.028	0.029	0.024	0.021	0.032	0.029	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.288	0.244	0.255	0.243	0.244	0.278	0.300	0.292	0.282	0.272	0.319	0.390	0.412	0.416	0.410	0.505	0.403
Mn	0.007	0.007	0.006	0.006	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007	0.005	0.007	0.009	0.010	0.010	0.010	0.012	0.010
Mg	0.824	0.838	0.875	0.851	0.840	0.879	0.887	0.810	0.796	0.821	0.788	0.807	0.817	0.816	0.778	0.828	0.793
Ca	0.850	0.850	0.815	0.854	0.858	0.776	0.756	0.853	0.847	0.852	0.867	0.778	0.759	0.740	0.794	0.676	0.782
Na	0.035	0.034	0.031	0.034	0.031	0.036	0.034	0.035	0.037	0.030	0.035	0.021	0.028	0.027	0.027	0.019	0.027
Ti	0.030	0.030	0.028	0.027	0.027	0.032	0.030	0.023	0.036	0.028	0.015	0.051	0.041	0.051	0.054	0.027	0.047
Cr	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000	0.005	0.002	0.005	0.004	0.001	0.003
Somme	4.050	4.038	4.040	4.041	4.035	4.039	4.040	4.043	4.040	4.038	4.046	4.039	4.045	4.044	4.046	4.040	4.041
Wo	43.17	43.84	41.79	43.71	44.06	40.02	38.75	43.45	43.84	43.68	43.77	39.24	37.98	37.33	39.86	33.45	39.36
En	41.87	43.2	44.85	43.55	43.1	45.3	45.48	41.3	41.21	42.11	39.76	40.66	40.9	41.16	39.05	40.96	39.87
Fs	14.97	12.95	13.36	12.74	12.84	14.69	15.77	15.24	14.95	14.21	16.47	20.1	21.12	21.51	21.09	25.59	20.77
Fm	0.26	0.23	0.23	0.23	0.23	0.24	0.26	0.27	0.27	0.25	0.29	0.33	0.34	0.34	0.35	0.38	0.34

JR97-28

	py3 36	py3 52	py3 54	py3 57	py3 60	py3 113	py3 117	py3 119	py3 120	py3 121	py3 123	py3 125	py3 127	py3 130	py3 132	py3 142
SiO ₂	51.22	52.73	51.37	52.52	50.59	52.87	52.57	51.36	50.46	52.69	52.11	52.74	51.94	51.76	51.22	52.06
Al ₂ O ₃	1.96	0.65	1.75	0.49	1.89	0.40	0.87	1.72	2.19	0.44	1.38	0.47	1.38	1.57	1.73	1.31
FeO	8.41	8.21	8.24	9.49	8.60	8.10	9.01	9.01	7.92	8.03	7.80	9.57	9.19	8.52	9.05	9.45
MnO	0.29	0.24	0.25	0.27	0.22	0.23	0.28	0.23	0.18	0.24	0.19	0.35	0.25	0.20	0.25	0.25
MgO	16.59	17.45	17.06	17.78	16.86	17.50	18.51	16.82	16.27	17.43	16.96	18.56	17.35	17.06	17.62	17.84
CaO	19.58	19.52	19.11	17.78	19.08	19.67	17.22	19.32	20.08	19.89	20.04	17.41	18.72	19.34	18.62	17.85
Na ₂ O	0.28	0.26	0.28	0.20	0.29	0.22	0.20	0.21	0.28	0.25	0.28	0.24	0.24	0.25	0.25	0.25
TiO ₂	0.79	0.38	0.59	0.37	0.65	0.38	0.40	0.78	0.77	0.36	0.57	0.33	0.61	0.61	0.64	0.58
Cr ₂ O ₃	0.36	0.14	0.39	0.12	0.40	0.11	0.27	0.15	0.59	0.15	0.35	0.10	0.17	0.26	0.42	0.18
Total	99.47	99.58	99.05	99.02	98.59	99.46	99.32	99.60	98.74	99.49	99.68	99.77	99.83	99.57	99.82	99.76

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.911	1.958	1.921	1.963	1.907	1.964	1.951	1.916	1.899	1.959	1.934	1.956	1.930	1.926	1.906	1.933
AlIV	0.086	0.028	0.077	0.022	0.084	0.018	0.038	0.076	0.097	0.019	0.060	0.021	0.060	0.069	0.076	0.057
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.262	0.255	0.258	0.297	0.271	0.252	0.280	0.281	0.249	0.250	0.242	0.297	0.286	0.265	0.282	0.293
Mn	0.009	0.008	0.008	0.009	0.007	0.007	0.009	0.007	0.006	0.008	0.006	0.011	0.008	0.006	0.008	0.008
Mg	0.923	0.966	0.951	0.991	0.947	0.969	1.024	0.935	0.912	0.966	0.938	1.026	0.961	0.946	0.978	0.987
Ca	0.783	0.777	0.766	0.712	0.770	0.783	0.685	0.772	0.809	0.792	0.797	0.692	0.745	0.771	0.743	0.710
Na	0.020	0.019	0.020	0.014	0.021	0.016	0.014	0.015	0.020	0.018	0.020	0.017	0.017	0.018	0.018	0.018
Ti	0.022	0.011	0.017	0.010	0.018	0.011	0.011	0.022	0.022	0.010	0.016	0.009	0.017	0.017	0.018	0.016
Cr	0.011	0.004	0.012	0.004	0.012	0.003	0.008	0.004	0.018	0.004	0.010	0.003	0.005	0.008	0.012	0.005
Somme	4.027	4.026	4.030	4.022	4.037	4.023	4.020	4.028	4.032	4.026	4.023	4.032	4.029	4.026	4.041	4.027
Wo	39.59	38.73	38.63	35.46	38.61	38.94	34.29	38.69	40.95	39.31	40.18	34.15	37.27	38.77	36.95	35.53
En	46.67	48.17	47.97	49.34	47.46	48.19	51.27	46.86	46.16	47.93	47.31	50.65	48.05	47.58	48.64	49.40
Fs	13.74	13.09	13.40	15.20	13.93	12.87	14.44	14.45	12.90	12.76	12.51	15.20	14.67	13.65	14.41	15.07
Fm	0.23	0.21	0.22	0.24	0.23	0.21	0.22	0.24	0.22	0.21	0.21	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23

py3 = cristaux de la matrice (< 100 μ) ; xgab = xénolite gabbroïque ; — même cristal.

AII-6 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du *Cerro San Pedro* (base JR97-23 ; sommet JR97-9 et JR97-28)

(suite)

Opaques

JR97-23			JR97-9					JR97-9		JR97-28		
	ilm	ilm		ilm	ilm	ilm	ilm	ilm		mt	mt	mt
	79	80		44	45	46	69	70		53	131	136
SiO ₂	0.20	0.11	SiO ₂	0.49	0.16	0.19	0.16	0.23	SiO ₂	4.10	0.81	4.90
Al ₂ O ₃	0.07	0.08	Al ₂ O ₃	0.16	0.06	0.12	0.06	0.12	Al ₂ O ₃	4.31	1.58	1.67
FeO	38.97	39.32	FeO	41.60	39.40	38.82	40.11	38.08	FeO	73.47	52.24	47.75
Fe ₂ O ₃	10.11	9.75	Fe ₂ O ₃	5.47	13.14	11.56	9.52	13.54	Fe ₂ O ₃	0.08	18.04	21.02
MnO	0.49	0.52	MnO	0.47	0.46	0.48	0.47	0.43	MnO	1.22	0.54	0.45
MgO	1.90	1.94	MgO	1.27	1.13	1.67	1.59	1.66	MgO	1.68	1.02	1.90
TiO ₂	47.58	48.09	TiO ₂	49.09	46.48	46.89	48.16	45.98	TiO ₂	12.93	25.23	22.76
Cr ₂ O ₃	0.05	0.01	Cr ₂ O ₃	0.18	0.08	0.04	0.13	0.11	Cr ₂ O ₃	0.03	0.02	0.06
Total	99.36	99.80	Total	98.74	100.90	99.77	100.19	100.16	Total	97.81	99.48	100.50
Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes						Formules structurales sur 32 oxygènes						
Si	0.010	0.006	Si	0.025	0.008	0.009	0.008	0.012	Si	1.136	0.237	1.358
Al	0.004	0.004	Al	0.010	0.003	0.007	0.004	0.007	Al	1.407	0.548	0.544
Fe ₂	1.633	1.642	Fe ₂	1.758	1.641	1.624	1.674	1.590	Fe ₂	9.079	12.850	11.061
Fe ₃	0.381	0.366	Fe ₃	0.208	0.493	0.435	0.358	0.509	Fe ₃	7.938	3.993	4.382
Mn	0.021	0.022	Mn	0.020	0.019	0.020	0.020	0.018	Mn	0.286	0.136	0.106
Mg	0.142	0.144	Mg	0.096	0.084	0.124	0.118	0.124	Mg	0.694	0.449	0.784
Ti	1.793	1.806	Ti	1.865	1.741	1.764	1.808	1.726	Ti	2.691	5.581	4.741
Cr	0.002	0.000	Cr	0.007	0.003	0.002	0.005	0.004	Cr	0.006	0.005	0.012
Somme	3.986	3.991	Somme	3.989	3.993	3.985	3.995	3.989	Somme	23.236	23.799	22.988
Hem(a)	10.47	10.05	Hem(a)	5.62	13.07	11.84	9.67	13.83	Usp(a)	35.66	72.595	66.229
Hem(c)	9.61	9.21	Hem(c)	5.28	12.40	10.98	9.00	12.84	Usp(c)	44.47	74.629	70.301

ilm = ilménite ; mt = titanomagnétite.

Verre

JR97-23		JR97-9		JR97-28						
	85		51	52		42	43	115	118	124
SiO ₂	69.59	SiO ₂	69.74	70.09	SiO ₂	67.34	67.52	68.17	66.32	69.75
Al ₂ O ₃	14.03	Al ₂ O ₃	14.42	12.92	Al ₂ O ₃	14.20	14.33	14.17	14.46	14.24
FeO	2.02	FeO	2.56	3.04	FeO	4.07	3.39	3.95	4.77	3.64
MnO	0.00	MnO	0.04	0.02	MnO	0.05	0.07	0.02	0.06	0.05
MgO	0.09	MgO	0.10	0.10	MgO	0.27	0.27	0.24	0.32	0.11
CaO	0.29	CaO	0.68	1.46	CaO	1.12	0.95	1.05	1.47	0.96
Na ₂ O	3.35	Na ₂ O	4.83	2.74	Na ₂ O	4.73	4.44	5.42	5.06	4.98
K ₂ O	5.52	K ₂ O	4.87	4.96	K ₂ O	4.42	4.94	4.09	4.01	3.76
TiO ₂	1.11	TiO ₂	1.16	1.12	TiO ₂	1.77	1.46	1.28	1.58	1.18
Total	96.02	Total	98.39	96.45	Total	97.96	97.38	98.38	98.06	98.67

AII-7 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes de la *Sierra Batamote* (P02-17)

Plagioclases

	mégaX									
	59	60	61	62	63	64	65	66	67	
SiO ₂	52.21	52.43	52.39	52.32	52.50	52.66	52.62	52.81	52.50	
Al ₂ O ₃	30.62	30.61	30.68	30.40	30.45	30.80	30.63	30.50	31.02	
FeO	0.41	0.37	0.36	0.39	0.37	0.37	0.37	0.37	0.46	
CaO	12.17	12.29	12.06	11.93	12.09	12.25	12.25	12.11	12.55	
Na ₂ O	4.10	4.03	3.99	4.15	4.05	4.17	3.94	4.12	3.89	
K ₂ O	0.20	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.22	
Total	99.72	99.91	99.67	99.37	99.64	100.44	100.00	100.10	100.64	
Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes										
Si	2.370	2.373	2.374	2.380	2.381	2.371	2.378	2.384	2.362	
Al	1.638	1.633	1.638	1.629	1.627	1.634	1.631	1.623	1.645	
Fet	0.016	0.014	0.014	0.015	0.014	0.014	0.014	0.014	0.017	
Ca	0.592	0.596	0.586	0.581	0.587	0.591	0.593	0.586	0.605	
Na	0.360	0.354	0.351	0.366	0.356	0.364	0.346	0.360	0.339	
K	0.012	0.010	0.011	0.010	0.011	0.011	0.011	0.011	0.012	
Somme	4.987	4.980	4.974	4.982	4.976	4.985	4.973	4.977	4.981	
An	61.40	62.07	61.84	60.68	61.56	61.20	62.48	61.23	63.23	
Ab	37.40	36.85	37.02	38.23	37.34	37.70	36.40	37.66	35.46	
Or	1.20	1.08	1.13	1.08	1.10	1.11	1.12	1.11	1.30	

	pl1	pl3	pl1	pl1	pl1	pl1	pl1	pl3	pl3	pl1
	70	74	80	82	83	84	94	104	105	106
SiO ₂	53.28	64.46	53.44	52.42	54.17	53.58	55.09	57.58	56.35	53.93
Al ₂ O ₃	30.29	21.12	29.83	30.47	29.44	29.71	29.06	26.48	27.62	29.35
FeO	0.71	0.44	0.71	0.44	0.45	0.45	0.69	0.62	0.66	0.50
CaO	11.71	1.92	11.18	12.30	10.82	11.33	10.10	7.98	8.97	10.95
Na ₂ O	4.49	6.88	4.53	4.04	4.84	4.66	5.18	6.28	5.94	4.79
K ₂ O	0.25	4.53	0.25	0.20	0.27	0.28	0.33	0.61	0.44	0.38
Total	100.73	99.36	99.93	99.88	99.99	100.01	100.44	99.54	99.99	99.90
Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes										
Si	2.394	2.887	2.415	2.375	2.442	2.419	2.469	2.591	2.533	2.434
Al	1.604	1.115	1.588	1.627	1.564	1.581	1.535	1.404	1.463	1.561
Fet	0.027	0.017	0.027	0.017	0.017	0.017	0.026	0.023	0.025	0.019
Ca	0.564	0.092	0.541	0.597	0.523	0.548	0.485	0.385	0.432	0.530
Na	0.391	0.598	0.397	0.355	0.423	0.408	0.450	0.548	0.518	0.419
K	0.014	0.259	0.014	0.012	0.015	0.016	0.019	0.035	0.025	0.022
Somme	4.994	4.968	4.982	4.983	4.985	4.989	4.984	4.985	4.995	4.985
An	58.17	9.73	56.83	61.93	54.35	56.39	50.83	39.75	44.28	54.56
Ab	40.34	62.99	41.68	36.86	44.05	41.95	47.19	56.64	53.12	43.16
Or	1.49	27.28	1.49	1.21	1.60	1.66	1.98	3.61	2.60	2.28

	mégaX									
	85	86	87	88	89	90	91	92		
SiO ₂	52.41	52.37	52.27	52.16	52.53	52.48	52.37	51.95		
Al ₂ O ₃	31.04	30.60	30.46	30.50	30.44	30.67	30.50	30.43		
FeO	0.48	0.37	0.37	0.39	0.37	0.41	0.42	0.50		
CaO	12.57	12.40	12.04	12.15	12.01	12.05	12.18	12.09		
Na ₂ O	3.89	4.06	4.12	4.15	4.15	4.04	4.21	3.91		
K ₂ O	0.20	0.20	0.19	0.19	0.19	0.19	0.19	0.27		
Total	100.59	100.00	99.46	99.53	99.69	99.84	99.87	99.16		
Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes										
Si	2.360	2.370	2.376	2.371	2.381	2.376	2.373	2.369		
Al	1.647	1.632	1.632	1.634	1.626	1.636	1.629	1.635		
Fet	0.018	0.014	0.014	0.015	0.014	0.015	0.016	0.019		
Ca	0.606	0.601	0.587	0.592	0.583	0.584	0.592	0.591		
Na	0.340	0.356	0.363	0.366	0.365	0.355	0.370	0.346		
K	0.012	0.012	0.011	0.011	0.011	0.011	0.011	0.016		
Somme	4.983	4.985	4.983	4.988	4.981	4.977	4.991	4.975		
An	63.30	62.01	61.06	61.10	60.81	61.52	60.81	62.05		
Ab	35.48	36.78	37.78	37.75	38.04	37.33	38.05	36.29		
Or	1.22	1.20	1.16	1.15	1.15	1.15	1.14	1.65		

pl1 = phénocristaux ; pl3 = microlites ; mégaX = mégacristaux (> 1 mm) ; — même cristal.

AII-7 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes de la *Sierra Batamote* (P02-17)

(suite)

Olivines

	ol3 75	ol3 101	ol3 102	ol3 107
SiO2	35.52	35.35	35.35	35.25
Al2O3	0.02	0.02	0.09	0.01
FeO	38.95	39.91	39.96	39.56
MnO	0.79	0.85	0.87	0.84
MgO	22.91	22.38	21.74	22.89
CaO	0.45	0.47	0.49	0.50
Total	98.63	98.98	98.49	99.05
Formules structurales sur la base de 4 ox				
Si	1.022	1.018	1.022	1.012
Al	0.001	0.001	0.003	0.000
Fet	0.937	0.962	0.966	0.949
Mn	0.019	0.021	0.021	0.020
Mg	0.982	0.961	0.937	0.979
Ca	0.014	0.015	0.015	0.015
Somme	2.974	2.977	2.964	2.977
Fo	60.19	57.19	57.20	55.47

ol3 = microcristaux de la matrice (< 100 µ).

Opaques

	ilm 71	ilm 77	ilm 103	mt 73	mt 99	
SiO2	0.13	0.11	0.08	0.13	0.13	
Al2O3	0.09	0.11	0.09	1.82	1.53	
FeO	38.99	40.26	40.18	49.34	49.36	
Fe2O3	3.08	2.98	3.24	16.58	17.02	
MnO	0.70	0.66	0.66	0.74	0.65	
MgO	3.36	2.63	2.91	1.65	2.58	
CaO	0.27	0.09	0.14	0.05	0.02	
TiO2	50.73	50.65	51.12	24.59	25.48	
Cr2O3	0.03	0.00	0.03	0.14	0.14	
Total	97.39	97.50	98.45	95.04	96.91	
FS sur la base de 6 oxygènes			FS sur la base de 32 oxygènes			
Si	0.006	0.006	0.004	Si	0.040	0.038
Al	0.006	0.007	0.005	Al	0.661	0.543
Fe2	1.647	1.709	1.686	Fe2	12.730	12.419
Fe3	0.117	0.114	0.122	Fe3	3.846	3.851
Mn	0.030	0.028	0.028	Mn	0.194	0.166
Mg	0.253	0.199	0.218	Mg	0.757	1.158
Ca	0.015	0.005	0.007	Ca	0.016	0.006
Ti	1.927	1.933	1.929	Ti	5.705	5.764
Cr	0.001	0.000	0.001	Cr	0.035	0.034
Somme	4.003	4.000	4.001	Somme	23.984	23.980
Hem(a)	3.44	3.23	3.51	Usp(a)	73.10	72.59
Hem(c)	2.95	2.86	3.07	Usp(c)	76.26	76.93

ilm = ilménite ; mt = titanomagnétite.

Pyroxènes

	py3 69	py3 78	py3 79	py3 81	py3 93	py3 95	py3 98	py3 100
SiO2	47.38	49.24	50.88	49.51	49.40	47.13	49.90	49.61
Al2O3	5.22	3.76	2.35	3.99	4.14	5.29	3.47	3.59
FeO	9.70	9.18	8.69	7.84	8.07	8.00	9.65	8.41
MnO	0.23	0.20	0.25	0.20	0.19	0.16	0.24	0.21
MgO	11.93	12.55	13.71	13.26	13.43	12.55	12.34	13.17
CaO	19.56	19.90	19.93	20.18	20.36	20.36	19.96	20.65
Na2O	0.61	0.53	0.44	0.49	0.50	0.47	0.57	0.46
TiO2	3.37	2.32	1.69	2.20	2.18	3.36	2.37	2.21
Cr2O3	0.02	0.00	0.02	0.31	0.31	0.59	0.02	0.11
Total	98.02	97.67	97.96	97.99	98.59	97.89	98.51	98.42
Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes								
Si	1.814	1.882	1.930	1.876	1.864	1.799	1.893	1.879
AlIV	0.186	0.118	0.070	0.124	0.136	0.201	0.107	0.121
AlVI	0.049	0.051	0.035	0.054	0.048	0.037	0.048	0.039
Fe2+	0.311	0.293	0.276	0.248	0.255	0.255	0.306	0.266
Mn	0.007	0.006	0.008	0.006	0.006	0.005	0.008	0.007
Mg	0.681	0.715	0.775	0.749	0.755	0.714	0.698	0.743
Ca	0.802	0.815	0.810	0.819	0.823	0.833	0.811	0.838
Na	0.045	0.039	0.032	0.036	0.037	0.035	0.042	0.034
Ti	0.097	0.067	0.048	0.063	0.062	0.096	0.068	0.063
Cr	0.001	0.000	0.001	0.009	0.009	0.018	0.001	0.003
Somme	3.993	3.986	3.985	3.984	3.995	3.993	3.982	3.993
Wo	44.55	44.54	43.34	44.94	44.75	46.07	44.51	45.18
En	37.80	39.07	41.48	41.08	41.07	39.51	38.28	40.09
Fs	17.66	16.39	15.18	13.98	14.18	14.42	17.22	14.73
Fm	0.32	0.30	0.27	0.25	0.26	0.27	0.31	0.27

py3 = microcristaux de la matrice (< 100 µ).

AII-8 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du sommet de la *Sierra Suvuk* (JR98-18, JR98-19 et JR98-21)

Plagioclases

JR98-18

	pl1 56	pl1 57	pl2 58	pl1 62	pl1 63	pl3 65	pl3 67	pl3 71	pl3 72	pl1 74	pl1 76	pl3 79	pl1 81	pl1 86	pl1 87	pl1 89	pl3 91	pl3 95	pl1 100
SiO ₂	49.39	47.55	51.29	48.50	49.51	53.01	51.42	53.61	58.43	51.37	50.55	53.22	48.90	51.73	48.85	49.78	51.27	51.56	49.15
Al ₂ O ₃	32.22	33.37	30.45	32.41	31.80	29.85	30.59	29.57	25.47	30.86	30.43	29.92	32.42	30.55	32.27	32.07	30.43	30.48	32.02
FeO	0.43	0.39	0.81	0.41	0.43	0.75	0.63	0.73	0.88	0.42	0.42	0.74	0.42	0.52	0.36	0.41	0.61	0.60	0.36
CaO	15.34	16.74	13.50	15.72	14.92	12.42	13.38	11.75	7.33	13.93	13.92	12.46	15.71	13.38	15.76	14.99	13.42	13.58	15.27
Na ₂ O	2.98	2.14	3.66	2.71	3.16	4.39	4.14	4.97	6.36	3.83	3.37	4.36	2.67	4.12	2.78	3.15	4.04	3.90	3.02
K ₂ O	0.09	0.05	0.19	0.08	0.10	0.26	0.15	0.19	0.77	0.13	0.13	0.26	0.08	0.15	0.09	0.10	0.16	0.17	0.09
Total	100.46	100.25	99.71	99.83	99.91	100.69	100.30	100.81	99.24	100.53	98.82	100.96	100.21	100.45	100.11	100.49	99.93	100.28	99.91

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.249	2.178	2.340	2.225	2.264	2.390	2.335	2.411	2.635	2.326	2.327	2.392	2.233	2.343	2.234	2.263	2.338	2.342	2.249
Al	1.728	1.802	1.637	1.753	1.713	1.586	1.637	1.567	1.353	1.647	1.651	1.585	1.745	1.631	1.739	1.718	1.636	1.631	1.727
Fet	0.016	0.015	0.023	0.016	0.016	0.028	0.024	0.027	0.033	0.016	0.016	0.028	0.016	0.020	0.014	0.015	0.023	0.023	0.014
Ca	0.748	0.822	0.660	0.773	0.731	0.600	0.651	0.566	0.354	0.676	0.686	0.600	0.769	0.649	0.773	0.730	0.656	0.661	0.749
Na	0.263	0.190	0.324	0.241	0.280	0.384	0.365	0.433	0.556	0.336	0.301	0.380	0.237	0.362	0.246	0.278	0.357	0.343	0.268
K	0.005	0.003	0.011	0.005	0.006	0.015	0.009	0.011	0.045	0.007	0.008	0.015	0.005	0.009	0.005	0.006	0.009	0.010	0.005
Somme	5.010	5.010	4.996	5.013	5.010	5.004	5.021	5.016	4.976	5.008	4.989	5.000	5.005	5.014	5.012	5.009	5.019	5.010	5.012
An	73.58	80.95	66.34	75.84	71.90	60.06	63.55	56.03	37.07	66.31	68.96	60.32	76.10	63.66	75.44	72.03	64.16	65.18	73.28
Ab	25.90	18.74	32.54	23.68	27.51	38.45	35.60	42.88	58.26	32.96	30.26	38.17	23.42	35.49	24.04	27.39	34.95	33.87	26.23
Or	0.52	0.31	1.12	0.48	0.58	1.49	0.85	1.09	4.67	0.73	0.78	1.51	0.48	0.85	0.52	0.58	0.88	0.95	0.49

JR98-19

	pl1 4	pl2 5	pl1 6	pl1 8	pl3 10	pl3 15	pl3 16	pl1 17	pl2 18	pl2 22	pl1 23	pl1 24	pl1 25	pl2 26	pl1 27	pl1 28	pl1 29	pl2 30	pl2 40	pl1 49	pl1 50
SiO ₂	46.59	48.24	49.58	50.82	47.76	53.19	52.15	46.76	50.88	52.45	48.77	48.72	48.26	49.92	47.22	47.33	47.93	50.98	49.29	50.84	49.12
Al ₂ O ₃	33.76	32.78	31.81	31.14	33.60	29.46	30.17	33.85	31.35	29.61	32.48	33.08	31.67	33.53	33.63	33.41	31.37	32.49	31.28	32.59	32.59
FeO	0.44	0.47	0.36	0.34	0.50	0.63	0.62	0.41	0.60	0.62	0.42	0.40	0.41	0.44	0.46	0.48	0.48	0.37	0.43	0.47	0.36
CaO	17.35	15.84	14.81	14.01	16.44	12.39	12.97	17.21	14.16	12.44	15.66	15.85	16.17	14.89	16.71	16.84	16.60	14.23	15.46	14.29	15.60
Na ₂ O	1.85	2.72	3.32	3.68	2.39	4.41	4.09	1.95	3.63	4.63	2.79	2.80	2.43	3.29	2.09	2.06	2.34	3.57	2.88	3.47	2.76
K ₂ O	0.06	0.12	0.08	0.12	0.08	0.28	0.24	0.09	0.18	0.27	0.10	0.09	0.09	0.12	0.10	0.10	0.06	0.16	0.12	0.12	0.08
Total	100.05	100.16	99.97	100.11	100.77	100.35	100.24	100.27	100.79	100.03	100.22	100.59	100.43	100.34	100.11	100.45	100.72	100.74	100.71	100.36	100.62

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.145	2.209	2.266	2.312	2.179	2.405	2.365	2.147	2.304	2.385	2.229	2.219	2.203	2.274	2.169	2.167	2.185	2.307	2.242	2.307	2.234
Al	1.832	1.769	1.714	1.670	1.807	1.569	1.613	1.832	1.673	1.587	1.750	1.757	1.780	1.700	1.815	1.815	1.795	1.673	1.741	1.673	1.747
Fet	0.017	0.018	0.014	0.013	0.019	0.024	0.023	0.016	0.023	0.024	0.016	0.015	0.016	0.017	0.018	0.018	0.014	0.016	0.018	0.014	0.018
Ca	0.856	0.777	0.725	0.683	0.804	0.600	0.630	0.847	0.687	0.606	0.767	0.774	0.791	0.727	0.822	0.826	0.810	0.690	0.753	0.695	0.760
Na	0.165	0.242	0.294	0.325	0.211	0.386	0.360	0.174	0.319	0.408	0.247	0.247	0.215	0.291	0.186	0.183	0.207	0.313	0.254	0.305	0.244
K	0.004	0.007	0.005	0.007	0.005	0.016	0.014	0.005	0.010	0.016	0.026	0.005	0.005	0.007	0.006	0.006	0.004	0.009	0.007	0.007	0.005
Somme	5.019	5.021	5.017	5.009	5.025	5.000	5.005	5.021	5.016	5.025	5.015	5.017	5.010	5.016	5.016	5.015	5.015	5.008	5.015	5.001	5.007
An	83.57	75.76	70.82	67.32	78.81	59.85	62.76	82.57	67.64	58.84	75.22	75.42	78.21	70.94	81.09	81.43	79.36	68.13	74.27	69.03	75.39
Ab	16.08	23.57	28.70	32.00	20.73	38.55	35.83	16.93	31.35	39.63	24.23	24.09	21.28	28.36	18.33	18.00	20.28	30.94	25.04	30.30	24.15
Or	0.35	0.66	0.47	0.68	0.46	1.60	1.41	0.50	1.02	1.52	0.55	0.49	0.52	0.70	0.58	0.58	0.36	0.93	0.69	0.67	0.46

JR98-21

	pl2 85	pl1 88	pl3 99	pl3 1	pl3 2	pl3 12	pl3 13	pl2 15	pl1 16	plcl 17	pl1 22	pl2 23	pl1 26	pl2 27	pl1 28	pl1 30	pl3 34	pl3 37	pl3 43	pl3 46	pl3 50
SiO ₂	51.11	47.07	50.34	50.24	50.03	52.28	51.35	48.86	49.58	54.64	47.99	50.13	49.98	47.72	48.83	49.53	53.68	51.95	52.03	51.66	55.89
Al ₂ O ₃	31.12	33.02	31.02	30.96	30.91	30.01	29.66	31.62	31.05	27.47	32.32	31.93	30.70	32.18	31.55	32.31	28.41	30.60	29.29	30.02	26.76
FeO	0.50	0.33	0.42	0.39	0.43	0.62	0.59	0.43	0.40	0.66	0.37	0.38	0.37	0.36	0.41	0.42	0.62	0.65	0.62	0.52	0.63
CaO	14.21	16.47	13.93	13.80	13.97	12.83	12.85	14.92	14.47	9.99	15.68	14.78	13.85	15.73	15.04	15.38	11.07	13.37	12.02	12.84	9.27
Na ₂ O	3.68	2.15	3.56	3.54	3.57	4.42	4.12	3.15	3.35	5.75	2.64	3.45	3.72	2.70	3.16	3.01	5.03	4.12	4.54	4.06	5.93
K ₂ O	0.10	0.08	0.09	0.11	0.11	0.21	0.19	0.08	0.08	0.37	0.07	0.09	0.11	0.07	0.09	0.08	0.26	0.17	0.22	0.18	0.45
Total	100.72	99.11	99.36	99.04	99.02	100.36	98.76	99.07	98.92	98.89	99.06	100.76	98.73	98.76	99.07	100.74	99.06	100.86	98.73	99.28	98.93

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.313	2.178	2.307	2.309	2.303	2.369	2.364	2.256	2.289	2.495	2.219	2.272	2.307	2.214	2.255	2.249	2.450	2.344	2.392	2.363	2.542
Al	1.659	1.800	1.675	1.677	1.677	1.602	1.609	1.720	1.689	1.478	1.761	1.705	1.670	1.760	1.717	1.729	1.528	1.627	1.586	1.618	1.434
Fet	0.019	0.013	0.016	0.015	0.017	0.023	0.023	0.017	0.015	0.025	0.014	0.014	0.014	0.014	0.016	0.016	0.024	0.025	0.024	0.020	0.024
Ca	0.689	0.816	0.684	0.680	0.689	0.623	0.634	0.738	0.716	0.489	0.777	0.718	0.685	0.782	0.744	0.748	0.541	0.647	0.592	0.629	0.451
Na	0.323	0.193	0.317	0.316	0.319	0.388	0.367	0.282	0.300	0.509	0.237	0.303	0.333	0.243	0.283	0.265	0.445	0.361	0.405	0.361	0.523
K	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006	0.012	0.011	0.005	0.005	0.0											

AII-8 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du sommet de la *Sierra Suvuk* (JR98-18, JR98-19 et JR98-21)

(suite)

Olivines

JR98-18

	ol1 82	ol1 83	ol1 88	ol1 96	ol2 97	ol2 98	ol1 99	ol1 102	ol1 103	ol3 59	ol1 60	ol1 61
SiO ₂	39.05	39.45	39.45	39.22	39.00	39.26	39.39	39.65	39.10	36.86	38.78	38.56
Al ₂ O ₃	0.02	0.00	0.01	0.04	0.05	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01
FeO	19.95	17.24	19.08	18.80	19.15	19.34	18.81	16.38	22.02	32.32	20.52	22.93
MnO	0.31	0.29	0.28	0.29	0.29	0.29	0.34	0.25	0.33	0.68	0.32	0.39
MgO	40.28	42.78	41.30	41.59	41.19	41.01	41.48	43.29	38.92	30.11	39.73	37.89
CaO	0.17	0.16	0.18	0.28	0.18	0.17	0.17	0.16	0.18	0.25	0.15	0.14
Total	99.77	99.93	100.29	100.21	99.86	100.08	100.19	99.75	100.57	100.24	99.53	99.92

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	1.006	1.002	1.006	1.001	1.000	1.004	1.005	1.004	1.008	1.006	1.004	1.006
Al	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000
Fet	0.430	0.366	0.407	0.401	0.411	0.414	0.401	0.347	0.475	0.737	0.444	0.500
Mn	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.005	0.007	0.016	0.007	0.009
Mg	1.546	1.619	1.570	1.581	1.574	1.564	1.577	1.633	1.495	1.224	1.534	1.473
Ca	0.005	0.004	0.005	0.008	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.007	0.004	0.004
Somme	2.994	2.997	2.993	2.998	2.997	2.994	2.995	2.994	2.991	2.991	2.995	2.992
Fo	78.26	81.56	79.42	79.77	79.31	79.08	79.71	82.49	75.90	62.41	77.54	74.65

JR98-19

	ol2 3	ol2 7	ol1 19	ol1 20	ol2 21	ol3 31	ol2 37	ol2 38	ol2 41	ol3 44	ol3 45	ol2 52
SiO ₂	39.34	39.39	39.73	40.04	39.86	35.92	39.69	40.02	39.62	35.93	36.06	39.73
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.03	0.04
FeO	17.79	18.09	18.47	16.96	16.61	37.03	18.05	17.35	18.71	35.35	35.50	18.02
MnO	0.27	0.29	0.27	0.28	0.25	0.57	0.31	0.25	0.33	0.60	0.55	0.26
MgO	42.13	41.72	41.48	42.48	43.16	26.28	42.04	42.77	41.26	27.43	27.53	41.90
CaO	0.16	0.17	0.18	0.18	0.16	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.16	0.19
Total	99.72	99.68	100.16	99.95	100.06	99.98	100.28	100.61	100.11	99.55	99.82	100.15

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	1.003	1.006	1.010	1.013	1.007	1.006	1.007	1.008	1.010	1.003	1.004	1.008
Al	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Fet	0.379	0.386	0.393	0.359	0.351	0.868	0.383	0.365	0.399	0.826	0.827	0.383
Mn	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.013	0.007	0.005	0.007	0.014	0.013	0.006
Mg	1.601	1.588	1.573	1.602	1.625	1.097	1.590	1.606	1.568	1.142	1.142	1.585
Ca	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.005
Somme	2.994	2.992	2.987	2.986	2.992	2.991	2.991	2.990	2.989	2.992	2.992	2.989
Fo	80.85	80.43	80.01	81.70	82.24	55.84	80.59	81.46	79.72	58.04	58.02	80.56

JR98-21

	ol1 83	ol1 90	ol1 91	ol1 98	ol1 18	ol1 21	ol1 24	ol3 31	ol3 33	ol3 38	ol1 39	ol2 41	ol3 48
SiO ₂	39.61	39.61	38.99	38.66	38.77	38.78	39.48	35.55	36.80	34.80	39.60	36.43	36.57
Al ₂ O ₃	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.05	0.04	0.01
FeO	18.11	19.32	18.36	19.53	18.00	17.55	18.37	34.53	28.06	38.95	17.73	30.94	31.09
MnO	0.27	0.31	0.33	0.34	0.30	0.25	0.30	0.63	0.48	0.68	0.28	0.51	0.55
MgO	42.07	40.95	40.61	40.17	41.31	41.61	42.00	27.33	33.31	24.06	42.70	30.77	30.18
CaO	0.18	0.19	0.20	0.19	0.19	0.18	0.15	0.29	0.23	0.29	0.18	0.25	0.27
Total	100.26	100.41	98.51	98.90	98.61	98.39	100.30	98.34	98.89	98.81	100.54	98.93	98.67

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	1.006	1.008	1.008	1.003	1.002	1.002	1.004	0.998	0.999	1.001	0.991	0.987
Al	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001
Fet	0.385	0.411	0.397	0.424	0.389	0.379	0.390	0.815	0.636	0.935	0.375	0.704
Mn	0.006	0.007	0.007	0.007	0.007	0.005	0.006	0.015	0.011	0.017	0.006	0.012
Mg	1.592	1.553	1.566	1.554	1.592	1.603	1.589	1.150	1.346	1.030	1.609	1.248
Ca	0.005	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.009	0.007	0.009	0.005	0.007
Somme	2.993	2.984	2.984	2.995	2.997	2.995	2.992	2.993	2.999	2.990	2.997	2.963
Fo	80.54	79.07	79.77	78.57	80.36	80.87	80.30	58.52	67.91	52.41	81.10	63.93

ol1 = phénocristaux cœur ; ol2 = phénocristaux bord et microcristaux ; ol3 = microcristaux de la matrice (< 100 μ) ; — même cristal.

AII-8 : Volcanisme pré-Pinacate - Basaltes du sommet de la *Sierra Suvuk* (JR98-18, JR98-19 et JR98-21)

(suite)

Pyroxènes

JR98-18

	py2 53	py1 54	py2 55	py3 64	py3 66	py1 68	py2 69	py3 70	py2 73	py2 75	py2 77	py3 78	py1 84	py1 85	py3 90	py2 92	py3 93	py2 94	py1 101
SiO ₂	52.30	52.20	49.04	51.25	50.64	48.29	52.40	51.83	50.16	50.12	48.18	52.55	50.53	52.20	52.04	51.99	49.80	52.18	51.92
Al ₂ O ₃	2.40	2.33	5.48	1.80	2.50	5.14	1.46	1.47	4.32	3.79	5.12	1.38	4.13	2.55	1.40	2.28	3.47	1.77	2.37
FeO	5.92	6.28	8.33	10.06	9.86	7.92	8.50	9.92	6.73	7.24	7.37	8.91	6.93	7.43	9.17	7.12	8.54	7.40	6.33
MnO	0.18	0.20	0.23	0.34	0.31	0.17	0.30	0.33	0.17	0.20	0.16	0.29	0.21	0.23	0.31	0.23	0.26	0.22	0.19
MgO	16.21	16.78	15.16	15.36	15.12	13.65	16.76	15.10	14.97	14.63	13.86	17.14	15.12	17.15	16.30	17.12	15.48	16.75	16.48
CaO	21.73	20.91	19.61	18.96	18.95	21.93	19.10	19.05	21.88	22.06	22.18	18.25	21.31	19.32	19.41	19.82	19.42	20.06	21.22
Na ₂ O	0.27	0.27	0.37	0.37	0.42	0.41	0.25	0.40	0.38	0.35	0.37	0.27	0.36	0.28	0.32	0.23	0.35	0.29	0.23
TiO ₂	0.64	0.60	1.48	1.03	1.35	1.84	0.79	1.15	1.28	1.33	1.96	0.77	1.11	0.78	0.94	0.69	1.41	0.72	0.71
Cr ₂ O ₃	0.24	0.23	0.10	0.17	0.26	0.06	0.34	0.07	0.29	0.14	0.18	0.27	0.32	0.21	0.12	0.49	0.69	0.43	0.28
Total	99.88	99.81	99.80	99.36	99.41	99.41	99.89	99.31	100.16	99.84	99.38	99.84	100.02	100.15	100.02	99.97	99.42	99.82	99.73

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes et avec fer sous forme FeO

Si	1.926	1.924	1.825	1.925	1.901	1.816	1.940	1.944	1.856	1.867	1.811	1.945	1.870	1.918	1.934	1.917	1.864	1.930	1.918
AlIV	0.074	0.076	0.175	0.075	0.099	0.184	0.060	0.056	0.144	0.133	0.189	0.055	0.130	0.082	0.061	0.083	0.136	0.070	0.082
AlVI	0.030	0.025	0.065	0.005	0.012	0.044	0.004	0.009	0.045	0.033	0.037	0.005	0.050	0.029	0.000	0.016	0.018	0.007	0.021
Fe ²⁺	0.182	0.194	0.259	0.316	0.310	0.249	0.263	0.311	0.208	0.225	0.232	0.276	0.215	0.228	0.285	0.220	0.267	0.229	0.196
Mn	0.006	0.006	0.007	0.011	0.010	0.005	0.009	0.010	0.005	0.006	0.005	0.009	0.007	0.007	0.010	0.007	0.008	0.007	0.006
Mg	0.890	0.922	0.841	0.860	0.846	0.765	0.925	0.844	0.826	0.812	0.776	0.946	0.834	0.939	0.903	0.941	0.864	0.924	0.907
Ca	0.858	0.826	0.782	0.763	0.762	0.884	0.758	0.766	0.868	0.880	0.893	0.724	0.845	0.761	0.773	0.783	0.779	0.795	0.840
Na	0.019	0.019	0.027	0.027	0.031	0.030	0.018	0.029	0.027	0.025	0.027	0.019	0.026	0.020	0.023	0.016	0.025	0.021	0.016
Ti	0.018	0.017	0.041	0.029	0.038	0.052	0.022	0.032	0.036	0.037	0.055	0.021	0.031	0.022	0.026	0.019	0.040	0.020	0.020
Cr	0.007	0.007	0.003	0.005	0.008	0.002	0.010	0.002	0.008	0.004	0.005	0.008	0.009	0.006	0.004	0.014	0.020	0.013	0.008
Somme	4.010	4.016	4.025	4.016	4.017	4.031	4.009	4.003	4.023	4.022	4.030	4.008	4.017	4.012	4.019	4.016	4.021	4.016	4.014
Wo	44.31	42.40	41.39	39.13	39.54	46.43	38.75	39.64	45.50	45.75	46.85	37.03	44.47	39.30	39.22	40.14	40.61	40.68	43.10
En	45.98	47.34	44.51	44.10	43.89	40.20	47.31	43.71	43.30	42.21	40.73	48.39	43.90	48.53	45.82	48.24	45.03	47.25	46.56
Fs	9.71	10.26	14.11	16.76	16.57	13.37	13.94	16.65	11.20	12.05	12.42	14.58	11.63	12.17	14.96	11.62	14.37	12.07	10.34
Fm	0.17	0.18	0.24	0.28	0.27	0.25	0.23	0.28	0.21	0.22	0.23	0.23	0.21	0.20	0.25	0.19	0.24	0.20	0.18

JR98-19

	py1 1	py2 2	py1 9	py3 11	py1 12	py1 13	py2 14	py3 32	py3 33	py3 35	py3 36	py3 43	py3 47	py2 48
SiO ₂	49.52	50.45	50.48	51.29	50.55	51.46	50.90	51.68	50.95	51.14	51.63	51.38	52.59	48.40
Al ₂ O ₃	5.59	4.40	4.20	1.21	4.65	3.52	3.65	2.30	2.83	2.59	1.13	2.55	1.25	6.46
FeO	5.87	5.60	5.24	15.04	5.41	5.30	6.43	8.26	9.85	9.57	12.46	10.72	10.76	6.83
MnO	0.17	0.17	0.13	0.46	0.15	0.16	0.18	0.26	0.31	0.31	0.37	0.29	0.32	0.18
MgO	15.17	15.54	15.44	15.53	15.70	16.23	15.41	16.25	16.29	15.67	16.12	15.08	17.06	14.52
CaO	21.06	21.91	21.85	14.39	21.13	21.57	21.61	19.19	17.21	18.29	16.34	18.65	16.52	20.87
Na ₂ O	0.39	0.37	0.36	0.41	0.46	0.39	0.40	0.33	0.32	0.37	0.32	0.42	0.27	0.36
TiO ₂	1.21	0.89	0.83	0.88	0.78	0.57	0.92	0.99	1.38	1.21	1.06	1.25	0.70	1.68
Cr ₂ O ₃	0.75	0.44	0.86	0.00	0.94	0.78	0.31	0.44	0.30	0.30	0.01	0.28	0.16	0.34
Total	99.74	99.76	99.39	99.21	99.77	99.99	99.80	99.70	99.44	99.43	99.45	100.62	99.63	99.65

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes et avec fer sous forme FeO

Si	1.831	1.864	1.871	1.948	1.864	1.892	1.885	1.918	1.900	1.910	1.943	1.908	1.956	1.800
AlIV	0.169	0.136	0.129	0.052	0.136	0.108	0.115	0.082	0.100	0.090	0.050	0.092	0.044	0.200
AlVI	0.075	0.056	0.054	0.002	0.066	0.045	0.044	0.019	0.025	0.024	0.000	0.019	0.011	0.083
Fe ²⁺	0.182	0.173	0.162	0.478	0.167	0.163	0.199	0.256	0.307	0.299	0.392	0.333	0.335	0.212
Mn	0.005	0.005	0.004	0.015	0.005	0.005	0.006	0.008	0.010	0.010	0.012	0.009	0.010	0.006
Mg	0.836	0.856	0.853	0.879	0.863	0.890	0.850	0.899	0.906	0.873	0.904	0.835	0.946	0.805
Ca	0.834	0.867	0.868	0.586	0.835	0.850	0.857	0.763	0.688	0.732	0.659	0.742	0.658	0.831
Na	0.028	0.027	0.026	0.030	0.033	0.028	0.029	0.024	0.023	0.027	0.023	0.030	0.019	0.026
Ti	0.034	0.025	0.023	0.025	0.022	0.016	0.026	0.028	0.039	0.034	0.030	0.035	0.020	0.047
Cr	0.022	0.013	0.025	0.000	0.027	0.023	0.009	0.013	0.009	0.009	0.000	0.008	0.005	0.010
Somme	4.016	4.022	4.015	4.015	4.018	4.020	4.020	4.010	4.007	4.008	4.013	4.011	4.004	4.020
Wo	44.92	45.61	45.98	29.92	44.66	44.56	44.83	39.61	36.00	38.26	33.49	38.67	33.78	44.84
En	45.02	45.01	45.20	44.92	46.16	46.64	44.47	46.66	47.40	45.97	43.50	48.53	43.40	
Fs	10.06	9.38	8.82	25.16	9.18	8.81	10.71	13.73	16.60	16.14	20.54	17.83	17.69	11.76
Fm	0.18	0.17	0.16	0.36	0.17	0.16	0.19	0.23	0.26	0.26	0.31	0.29	0.27	0.21

JR98-21

	py1 93	py1 95	py1 97	py1 3	py3 35	py3 42
SiO ₂	49.46	51.26	49.67	51.82	51.57	50.53
Al ₂ O ₃	4.71	2.38	4.06	1.76	1.60	1.83
FeO	6.10	5.87	6.22	7.83	7.91	10.24
MnO	0.17	0.19	0.17	0.26	0.26	0.32
MgO	15.12	16.22	15.16	17.18	16.89	14.65
CaO	20.87	21.24	21.42	19.19	18.71	18.90
Na ₂ O	0.38	0.22	0.37	0.24	0.26	0.45
TiO ₂	1.16	0.68	1.01	0.60	0.74	1.35
Cr ₂ O ₃	0.58	0.33	0.41	0.07	0.32	0.04
Total	98.54	98.38	98.48	98.96	98.27	98.30

Si	1.853	1.918	1.865	1.932	1.937	1.922
AlIV	0.147	0.082	0.135	0.068	0.063	0.078
AlVI	0.060	0.023	0.045	0.010	0.007	0.004
Fe ²⁺	0.191	0.184	0.195	0.244	0.248	0.326
Mn	0.005	0.006	0.005	0.008	0.008	0.010
Mg	0.844	0.905	0.849	0.955	0.945	0.831
Ca	0.838	0.851	0.862	0.767	0.753	0.770
Na	0.028	0.016	0.027	0.017	0.019	0.033
Ti	0.033	0.019	0.029	0.017	0.0	

AII-9 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésites basaltiques (JR02-77 et JR02-78)

Plagioclases

	JR02-77											JR02-78										
	pl2 96	pl1 97	pl1 100	pl1 107	pl1 112	pl1 113	pl1 114	pl1 115	pl1 116	pl1 120	pl1 121	pl2 60	pl1 61	pl1cl 62	pl1 72	pl1 75	pl1 77	pl1 83	pl2 85	pl1cl 87	pl2 90	pl1 91
SiO ₂	55.61	55.40	53.78	53.52	55.49	55.11	55.70	54.50	54.35	54.92	55.56	57.87	56.68	54.16	50.59	55.74	52.66	52.22	56.72	55.45	52.79	51.51
Al ₂ O ₃	27.29	27.65	28.83	28.84	27.95	28.05	27.34	28.35	28.50	27.85	27.84	26.90	28.22	29.15	32.34	28.86	30.84	31.24	28.07	28.61	30.19	31.74
FeO	0.50	0.46	0.50	0.59	0.47	0.70	0.45	0.48	0.46	0.49	0.54	0.51	0.49	0.51	0.62	0.60	0.52	0.63	0.71	0.50	0.58	0.56
CaO	9.47	9.67	10.88	11.14	10.00	10.22	9.34	10.61	10.57	9.92	9.86	8.79	9.94	11.41	14.59	10.85	12.96	13.58	9.93	10.77	12.76	14.12
Na ₂ O	5.61	5.37	5.01	4.98	5.34	5.27	5.93	4.99	5.28	5.53	5.39	6.21	5.63	4.95	3.03	5.10	4.12	3.54	5.48	5.08	4.13	3.27
K ₂ O	0.52	0.50	0.41	0.38	0.50	0.47	0.56	0.44	0.42	0.48	0.48	0.67	0.56	0.34	0.17	0.39	0.24	0.22	0.53	0.38	0.21	0.26
Total	99.00	99.05	99.42	99.43	99.75	99.81	99.31	99.37	99.58	99.18	99.68	100.96	101.52	100.51	101.34	101.54	101.35	101.44	101.43	100.78	100.68	101.45
Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes																						
Si	2.529	2.517	2.447	2.438	2.507	2.492	2.527	2.476	2.466	2.498	2.511	2.578	2.517	2.441	2.280	2.480	2.363	2.343	2.522	2.484	2.383	2.314
Al	1.462	1.481	1.546	1.548	1.488	1.495	1.462	1.518	1.524	1.493	1.483	1.412	1.477	1.548	1.717	1.513	1.631	1.652	1.471	1.510	1.606	1.680
Fet	0.019	0.017	0.019	0.022	0.018	0.026	0.017	0.018	0.017	0.019	0.020	0.019	0.018	0.019	0.023	0.022	0.019	0.024	0.026	0.019	0.022	0.021
Ca	0.461	0.471	0.531	0.544	0.484	0.495	0.454	0.516	0.514	0.483	0.478	0.420	0.473	0.551	0.704	0.517	0.623	0.653	0.473	0.517	0.617	0.680
Na	0.494	0.473	0.442	0.440	0.468	0.462	0.522	0.439	0.465	0.487	0.473	0.536	0.485	0.433	0.265	0.440	0.359	0.308	0.472	0.441	0.362	0.285
K	0.030	0.029	0.024	0.022	0.029	0.027	0.032	0.026	0.024	0.028	0.028	0.038	0.032	0.019	0.010	0.022	0.014	0.013	0.030	0.022	0.012	0.015
Somme	4.996	4.989	5.009	5.014	4.993	4.997	5.015	4.993	5.011	5.008	4.992	5.003	5.002	5.011	4.999	4.995	5.008	4.992	4.994	4.992	5.001	4.995
An	46.78	48.39	53.23	54.10	49.36	50.32	45.04	52.63	51.24	48.41	48.83	42.22	47.83	54.91	71.94	52.81	62.58	67.05	48.52	52.78	62.28	69.40
Ab	50.13	48.62	44.37	43.73	47.69	46.95	51.77	44.77	46.34	48.81	48.32	53.93	48.97	43.16	27.05	44.93	36.02	31.65	48.43	45.01	36.49	29.07
Or	3.09	2.99	2.40	2.17	2.94	2.73	3.19	2.60	2.42	2.78	2.85	3.85	3.20	1.93	1.00	2.26	1.40	1.30	3.05	2.21	1.23	1.53

pl1 = phénocristaux cœur ; pl2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pl1cl = plagioclase nuageux ; — même cristal.

Amphiboles

	JR02-77											JR02-78						
	am1 69	am1 85	am1 93	am1 99	am1 109	am1 110	am1 117	am2 118	am1 122	am1 127	am1 64	am2 65	am2 73	am2 78	am1 79	am1 84		
SiO ₂	41.40	41.49	41.61	41.53	41.55	42.60	41.93	41.98	41.28	42.11	41.44	41.87	42.84	41.97	41.85	42.74		
Al ₂ O ₃	11.45	13.63	12.35	12.71	13.33	11.56	12.80	11.11	13.35	13.51	15.11	14.63	11.91	14.30	13.86	14.83		
FeO	12.05	12.05	11.42	12.31	10.75	12.63	11.15	12.61	11.90	9.36	10.37	9.17	11.62	10.62	13.11	9.53		
MnO	0.20	0.17	0.16	0.21	0.16	0.24	0.14	0.24	0.19	0.07	0.12	0.12	0.17	0.12	0.17	0.13		
MgO	13.79	13.24	13.89	13.59	14.22	13.64	13.94	13.15	13.73	14.97	14.32	15.36	14.14	14.39	13.35	14.50		
CaO	11.27	11.15	11.11	10.99	11.38	11.06	11.22	11.09	11.34	11.41	11.49	11.40	11.32	11.42	10.99	11.62		
Na ₂ O	2.46	2.51	2.50	2.52	2.45	2.37	2.46	2.33	2.52	2.52	2.57	2.71	2.59	2.54	2.47	2.65		
K ₂ O	1.04	0.77	0.88	0.87	0.84	0.90	0.88	1.03	0.80	0.82	0.73	0.81	0.87	0.80	0.78	0.82		
TiO ₂	3.44	2.28	2.58	2.37	2.40	2.23	2.51	3.04	2.42	2.15	2.44	2.43	3.89	2.59	2.44	2.54		
Total	97.09	97.27	96.50	97.11	97.08	97.23	97.03	96.58	97.52	96.91	98.58	98.50	99.35	98.76	99.02	99.36		
Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes																		
Si	6.175	6.144	6.206	6.178	6.135	6.329	6.203	6.298	6.107	6.173	6.008	6.043	6.207	6.080	6.109	6.114		
Al ₄	1.825	1.856	1.794	1.822	1.865	1.671	1.797	1.702	1.893	1.827	1.992	1.957	1.793	1.920	1.891	1.886		
Al ₆	0.188	0.523	0.377	0.407	0.453	0.353	0.434	0.262	0.434	0.507	0.589	0.531	0.242	0.520	0.494	0.614		
Ti	0.386	0.253	0.289	0.265	0.267	0.249	0.279	0.343	0.269	0.237	0.266	0.263	0.424	0.282	0.268	0.273		
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.073	0.000	0.022	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000		
Fe ₂	1.505	1.494	1.427	1.532	1.312	1.571	1.383	1.588	1.397	1.149	1.235	1.108	1.417	1.288	1.578	1.146		
Mn	0.025	0.021	0.020	0.026	0.019	0.031	0.018	0.030	0.024	0.008	0.015	0.014	0.020	0.015	0.020	0.015		
T	2.104	2.292	2.113	2.230	2.067	2.205	2.114	2.223	2.197	1.900	2.128	1.916	2.104	2.105	2.381	2.049		
Mg	2.889	2.708	2.886	2.769	2.925	2.795	2.883	2.776	2.803	3.082	2.872	3.075	2.896	2.892	2.617	2.947		
MgM ₄	0.176	0.214	0.201	0.245	0.205	0.224	0.190	0.164	0.225	0.189	0.222	0.230	0.158	0.215	0.288	0.144		
Ca	1.801	1.769	1.775	1.752	1.800	1.760	1.778	1.782	1.797	1.792	1.784	1.762	1.758	1.773	1.718	1.781		
NaM ₄	0.023	0.017	0.024	0.003	0.000	0.015	0.032	0.054	0.000	0.018	0.000	0.008	0.085	0.012	0.000	0.075		
NaA	0.689	0.703	0.700	0.724	0.702	0.668	0.675	0.624	0.723	0.697	0.721	0.751	0.644	0.700	0.700	0.660		
K	0.197	0.145	0.167	0.164	0.158	0.170	0.165	0.196	0.151	0.153	0.134	0.148	0.160	0.148	0.146	0.150		
NaK	0.886	0.847	0.867	0.888	0.860	0.838	0.840	0.820	0.874	0.850	0.856	0.899	0.805	0.848	0.846	0.810		
CaNa ₄	1.824	1.786	1.799	1.755	1.800	1.776	1.810	1.836	1.797	1.811	1.784	1.770	1.842	1.785	1.718	1.856		
Somme	15.886	15.847	15.867	15.888	15.865	15.838	15.840	15.820	15.895	15.850	15.862	15.899	15.805	15.848	15.852	15.810		
Mg#	67.07	66.17	68.39	66.30	70.47	65.78	68.96	64.93	68.43	74.01	71.46	74.90	68.31	70.70	64.80	72.94		

am1 = phénocristaux cœur ; am2 = phénocristaux bord et microcristaux ; — même cristal.

AII-9 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésites basaltiques (JR02-77 et JR02-78)

(suite)

Pyroxènes

JR02-77

	py1 82	pyol 88	pyol 92	pyol 94	pyol 101	py2 103	py2 104	py2 105	py2 106	py2 108	pyol 111	py2 119	pyol 123	py2 124	py2 125	py2 126	py2 128	py2 129	py2 130
SiO ₂	52.07	53.65	51.70	49.57	53.00	50.93	51.03	52.25	51.11	49.39	53.28	50.45	53.61	51.12	50.84	50.55	51.13	51.41	52.16
Al ₂ O ₃	1.97	1.31	1.55	4.60	2.28	2.99	3.91	2.92	2.76	5.29	1.65	3.09	1.57	2.87	2.69	3.08	2.81	2.81	1.71
FeO	8.24	16.65	7.61	6.22	15.90	8.13	6.54	5.70	8.08	7.23	16.14	9.30	17.07	8.45	8.77	8.76	8.70	8.63	8.20
MnO	0.39	0.63	0.32	0.18	0.50	0.30	0.19	0.19	0.30	0.17	0.55	0.41	0.69	0.32	0.41	0.33	0.30	0.42	0.41
MgO	15.32	25.36	15.21	14.76	25.77	14.63	15.17	16.35	14.59	14.51	25.72	14.98	25.14	14.84	14.37	14.69	14.43	14.46	15.20
CaO	20.72	1.13	21.31	21.25	1.11	21.16	21.34	20.64	20.76	20.94	1.19	19.68	1.25	20.68	20.66	20.49	20.83	20.68	20.76
Na ₂ O	0.44	0.03	0.37	0.45	0.03	0.47	0.46	0.46	0.59	0.46	0.05	0.44	0.00	0.48	0.55	0.43	0.57	0.60	0.42
TiO ₂	0.29	0.19	0.37	0.63	0.15	0.58	0.48	0.29	0.48	0.83	0.21	0.70	0.18	0.43	0.44	0.62	0.52	0.56	0.28
Total	99.44	98.96	98.45	97.65	98.74	99.20	99.11	98.80	98.67	98.82	98.80	99.05	99.51	99.19	98.73	98.95	99.28	99.56	99.14

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.943	1.970	1.949	1.862	1.944	1.910	1.893	1.927	1.918	1.850	1.956	1.899	1.962	1.916	1.920	1.903	1.918	1.922	1.952
AlIV	0.057	0.030	0.051	0.138	0.056	0.090	0.107	0.073	0.082	0.150	0.044	0.101	0.038	0.084	0.080	0.097	0.082	0.078	0.048
AlVI	0.030	0.026	0.017	0.066	0.042	0.042	0.064	0.054	0.040	0.083	0.028	0.036	0.030	0.043	0.039	0.039	0.043	0.045	0.028
Fe ²⁺	0.257	0.511	0.240	0.195	0.488	0.255	0.203	0.176	0.254	0.226	0.496	0.293	0.522	0.265	0.277	0.276	0.273	0.270	0.257
Mn	0.012	0.020	0.010	0.006	0.016	0.010	0.006	0.006	0.010	0.005	0.017	0.013	0.021	0.010	0.013	0.011	0.010	0.013	0.013
Mg	0.852	1.388	0.854	0.827	1.409	0.818	0.839	0.899	0.816	0.810	1.408	0.840	1.371	0.829	0.809	0.824	0.807	0.806	0.848
Ca	0.829	0.044	0.861	0.855	0.044	0.850	0.848	0.816	0.835	0.840	0.047	0.794	0.049	0.830	0.836	0.826	0.837	0.828	0.833
Na	0.032	0.002	0.027	0.033	0.002	0.034	0.033	0.033	0.043	0.033	0.004	0.032	0.000	0.035	0.040	0.031	0.041	0.043	0.030
Ti	0.008	0.005	0.010	0.018	0.004	0.016	0.013	0.008	0.014	0.023	0.006	0.020	0.005	0.012	0.012	0.018	0.015	0.016	0.008
Somme	4.020	3.996	4.019	4.000	4.005	4.025	4.006	3.992	4.012	4.020	4.006	4.028	3.998	4.024	4.026	4.025	4.026	4.021	4.017
Wo	42.48	2.26	43.79	45.42	2.23	44.00	44.74	43.01	43.61	44.64	2.38	40.91	2.50	42.93	43.20	42.67	43.46	43.21	42.69
En	43.70	70.70	43.48	43.89	72.04	42.32	44.24	47.40	42.64	43.04	71.56	43.32	69.82	42.86	41.80	42.55	41.88	42.03	43.48
Fs	13.82	27.04	12.73	10.68	25.73	13.69	11.02	9.58	13.75	12.32	26.06	15.76	27.69	14.22	14.99	14.78	14.66	14.77	13.83
Fm	0.24	0.28	0.23	0.20	0.26	0.24	0.20	0.17	0.24	0.22	0.27	0.27	0.28	0.25	0.26	0.26	0.26	0.26	0.24

JR02-78

	py1 53	py2 54	py1 56	py1 66	py1 68	py1 69	py1 74	py1 76	py1 80	py1 82	py1 86	py1 88	py1 94	py1 95	py1 97	py1 101	py1 104
SiO ₂	52.17	50.82	51.58	52.58	51.54	50.75	55.20	54.16	54.91	55.37	54.52	52.05	54.51	54.75	51.59	54.99	55.64
Al ₂ O ₃	2.64	3.54	3.42	2.42	3.10	3.88	1.20	2.34	0.96	1.10	1.78	2.68	1.87	1.58	3.31	1.79	1.06
FeO	8.25	9.05	7.58	7.09	7.58	8.33	15.00	15.53	15.54	15.37	15.61	8.44	16.08	15.22	7.98	15.43	15.41
MnO	0.28	0.34	0.23	0.22	0.23	0.24	0.51	0.54	0.52	0.53	0.52	0.27	0.51	0.50	0.28	0.56	0.51
MgO	15.17	15.04	14.53	15.43	14.94	14.54	27.12	26.22	26.67	27.32	26.66	15.39	26.35	26.62	15.00	26.66	26.80
CaO	21.20	20.29	21.77	21.97	21.76	21.24	1.35	1.50	1.32	1.32	1.34	20.53	1.30	1.33	21.13	1.28	1.35
Na ₂ O	0.42	0.44	0.41	0.35	0.43	0.42	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.39	0.04	0.03	0.39	0.07	0.04
TiO ₂	0.58	0.79	0.86	0.68	0.80	0.87	0.25	0.31	0.22	0.21	0.31	0.56	0.30	0.29	0.72	0.36	0.17
Total	100.71	100.31	100.38	100.74	100.38	100.26	100.66	100.62	100.18	101.25	100.75	100.30	100.97	100.31	100.40	101.14	100.97

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.923	1.888	1.906	1.930	1.905	1.883	1.974	1.944	1.978	1.972	1.955	1.924	1.954	1.967	1.906	1.961	1.985
AlIV	0.077	0.112	0.094	0.070	0.095	0.117	0.026	0.056	0.022	0.028	0.045	0.076	0.046	0.033	0.094	0.039	0.015
AlVI	0.038	0.043	0.054	0.035	0.040	0.053	0.025	0.043	0.019	0.018	0.030	0.040	0.033	0.034	0.050	0.036	0.030
Fe ²⁺	0.254	0.281	0.234	0.218	0.234	0.259	0.449	0.466	0.468	0.458	0.468	0.261	0.482	0.457	0.247	0.460	0.460
Mn	0.009	0.011	0.007	0.007	0.007	0.008	0.015	0.016	0.016	0.016	0.016	0.008	0.015	0.015	0.009	0.017	0.015
Mg	0.834	0.833	0.800	0.844	0.823	0.804	1.446	1.403	1.432	1.450	1.425	0.848	1.408	1.425	0.826	1.417	1.425
Ca	0.837	0.808	0.862	0.864	0.862	0.845	0.052	0.058	0.051	0.050	0.051	0.813	0.050	0.051	0.836	0.049	0.052
Na	0.030	0.032	0.029	0.025	0.031	0.030	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.028	0.003	0.002	0.028	0.005	0.003
Ti	0.016	0.022	0.024	0.019	0.022	0.024	0.007	0.008	0.006	0.006	0.008	0.016	0.008	0.008	0.020	0.010	0.005
Somme	4.018	4.030	4.010	4.012	4.019	4.023	3.995	3.995	3.995	4.000	3.999	4.014	3.999	3.992	4.016	3.994	3.990
Wo	43.3	41.8	45.28	44.71	44.73	44.1	2.64	2.97	2.59	2.55	2.63	42.12	2.55	2.63	43.61	2.52	2.64
En	43.1	43.1	42.04	43.68	42.73	42	73.7	72.19	72.8	73.45	72.69	43.93	72	73.13	43.07	72.93	73.01
Fs	13.6	15.1	12.68	11.61	12.54	13.89	23.66	24.84	24.61	24	24.69	13.95	25.44	24.24	13.31	24.55	24.34
Fm	0.24	0.26	0.23	0.21	0.23	0.25	0.24	0.26	0.25	0.25	0.25	0.24	0.26	0.25	0.24	0.25	0.25

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pyol = cristaux autour de l'olivine résorbée ;

— même cristal.

AII-9 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésites basaltiques (JR02-77 et JR02-78)

(suite)

Magnétite

JR02-78

	55	57	67	71	81	96	102
SiO ₂	0.29	0.18	0.16	0.20	0.17	0.17	0.16
Al ₂ O ₃	3.69	4.28	3.99	2.76	3.78	4.15	3.88
FeO	33.89	34.32	33.91	37.05	36.112	35.236	34.162
Fe ₂ O ₃	48.64	48.20	49.53	44.56	45.317	47.377	47.03
MnO	0.52	0.45	0.48	0.44	0.53	0.42	0.51
MgO	3.06	3.34	3.12	2.57	3.30	3.18	3.52
TiO ₂	8.55	8.90	8.24	11.16	10.82	9.49	9.47
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.10	0.07	0.06	0.07	0.08
Total	98.68	99.72	99.54	98.81	100.09	100.10	98.80

Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes

Si	0.084	0.052	0.047	0.060	0.049	0.050	0.046
Al	1.285	1.470	1.380	0.967	1.296	1.422	1.344
Fe ₂	8.373	8.358	8.309	9.208	8.778	8.568	8.401
Fe ₃	10.805	10.557	10.913	9.958	9.905	10.359	10.400
Mn	0.129	0.110	0.119	0.112	0.130	0.104	0.126
Mg	1.347	1.452	1.360	1.138	1.429	1.379	1.542
Ti	1.899	1.950	1.815	2.493	2.364	2.075	2.093
Cr	0.011	0.012	0.024	0.017	0.015	0.017	0.018
Somme	23.934	23.960	23.967	23.953	23.967	23.973	23.971
Usp(a)	17.68	18.12	16.45	27.27	24.22	20.47	19.49
Usp(c)	32.79	34.08	31.87	38.49	38.81	35.21	36.01

AII-10 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésite acide (JR02-27A) et dacite (JR02-66B)

Plagioclases

JR02-27A

	pl1cl 56	pl1cl 57	pl1 63	pl1 73	pl1 81	pl1 86	pl3 97	pl3 98	pl1 100	pl1cl 102	pl1 105	pl1 106	pl1 110
SiO ₂	57.82	51.19	58.24	55.24	56.88	51.77	56.94	53.90	57.36	52.65	57.96	57.67	53.63
Al ₂ O ₃	27.48	32.14	27.57	28.84	28.47	31.36	27.96	29.67	27.89	30.99	27.73	27.70	30.60
FeO	0.37	0.43	0.37	0.35	0.34	0.48	0.43	0.63	0.33	0.59	0.34	0.38	0.42
CaO	9.34	14.83	8.44	11.30	10.39	13.97	10.12	12.40	9.88	13.65	9.59	9.78	12.90
Na ₂ O	5.71	3.10	5.66	4.93	5.31	3.45	5.50	4.40	5.59	3.70	5.67	5.62	4.09
K ₂ O	0.71	0.21	0.64	0.41	0.49	0.22	0.56	0.40	0.55	0.30	0.63	0.60	0.31
Total	101.43	101.89	100.91	101.06	101.87	101.25	101.50	101.38	101.61	101.87	101.91	101.74	101.95

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.562	2.293	2.582	2.470	2.515	2.329	2.528	2.415	2.540	2.353	2.556	2.550	2.388
Al	1.435	1.697	1.440	1.520	1.483	1.663	1.463	1.566	1.455	1.633	1.441	1.443	1.606
Fe	0.014	0.016	0.014	0.013	0.012	0.018	0.016	0.023	0.012	0.022	0.013	0.014	0.016
Ca	0.443	0.712	0.401	0.541	0.492	0.673	0.481	0.595	0.469	0.654	0.453	0.463	0.615
Na	0.490	0.269	0.486	0.427	0.455	0.301	0.473	0.382	0.480	0.321	0.485	0.482	0.353
K	0.040	0.012	0.036	0.023	0.027	0.013	0.032	0.023	0.031	0.017	0.035	0.034	0.017
Somme	4.985	4.999	4.959	4.995	4.985	4.997	4.993	5.005	4.988	4.999	4.983	4.986	4.995
An	45.53	71.69	43.42	54.57	50.52	68.19	48.81	59.50	47.84	65.92	46.54	47.30	62.39
Ab	50.34	27.10	52.65	43.09	46.68	30.50	47.98	38.22	48.97	32.36	49.84	49.25	35.84
Or	4.13	1.21	3.93	2.34	2.81	1.30	3.21	2.27	3.19	1.71	3.61	3.45	1.77

pl1 = phénocristaux cœur ; pl3 = microlites ; pl1cl = plagioclase nuageux

AII-10 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésite acide (JR02-27A) et dacite (JR02-66B)

(suite)

Plagioclases

JR02-66B

	pl2 1	pl1 2	pl2 3	pl2 4	pl2 10	pl1cl 11	pl1 12	pl2 13	pl1 15	pl2 18	pl1 19	pl2 22	pl1 23	pl1 24	pl2 25	pl2 26	pl1 31	pl1 32	pl1cl 33	pl1cl 34
SiO ₂	59.61	55.38	59.17	58.34	58.79	52.67	56.85	58.67	56.36	59.12	55.20	59.56	57.60	56.49	58.82	59.63	56.30	54.99	55.97	55.83
Al ₂ O ₃	25.65	27.82	25.51	26.17	25.19	29.68	27.31	25.31	27.10	25.42	28.21	25.67	26.84	27.58	25.71	25.10	27.60	28.08	27.62	27.89
FeO	0.31	0.28	0.31	0.29	0.40	0.40	0.34	0.33	0.35	0.35	0.35	0.25	0.30	0.30	0.31	0.37	0.41	0.39	0.39	0.35
CaO	7.17	9.81	7.20	7.74	6.92	12.04	9.02	7.24	9.28	7.18	10.25	7.15	8.55	9.40	7.41	6.83	9.47	10.30	9.55	9.99
Na ₂ O	7.06	5.62	6.90	6.54	6.73	4.27	5.99	6.85	5.91	6.90	5.44	7.10	6.26	5.87	6.76	7.09	5.74	5.38	5.79	5.56
K ₂ O	0.69	0.44	0.66	0.72	0.80	0.27	0.46	0.78	0.44	0.68	0.36	0.66	0.53	0.42	0.64	0.70	0.51	0.39	0.48	0.45
Total	100.47	99.35	99.75	99.80	98.83	99.32	99.96	99.19	99.43	99.65	99.82	100.38	100.07	100.06	99.64	99.70	100.03	99.53	99.79	100.07

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.653	2.511	2.652	2.618	2.659	2.403	2.555	2.648	2.549	2.653	2.494	2.652	2.582	2.539	2.640	2.672	2.534	2.493	2.526	2.514
Al	1.345	1.487	1.347	1.384	1.342	1.596	1.446	1.346	1.445	1.344	1.502	1.347	1.418	1.460	1.360	1.325	1.464	1.500	1.469	1.480
Fet	0.011	0.011	0.012	0.011	0.015	0.015	0.013	0.013	0.013	0.013	0.013	0.009	0.011	0.011	0.012	0.014	0.015	0.015	0.015	0.013
Ca	0.342	0.477	0.346	0.372	0.335	0.589	0.434	0.350	0.450	0.345	0.496	0.341	0.411	0.453	0.356	0.328	0.457	0.500	0.462	0.482
Na	0.609	0.494	0.600	0.569	0.590	0.377	0.522	0.600	0.518	0.600	0.476	0.613	0.544	0.512	0.589	0.616	0.501	0.473	0.507	0.485
K	0.039	0.025	0.038	0.041	0.046	0.015	0.026	0.045	0.025	0.039	0.021	0.037	0.030	0.024	0.037	0.040	0.029	0.023	0.027	0.026
Somme	4.999	5.005	4.994	4.995	4.988	4.996	4.996	5.001	5.000	4.994	5.003	5.000	4.996	4.999	4.993	4.994	4.999	5.004	5.006	5.001
An	34.53	47.84	35.14	37.88	34.49	59.98	44.18	35.18	45.27	35.08	49.95	34.42	41.68	45.80	36.29	33.33	46.27	50.23	46.37	48.51
Ab	61.51	49.63	61.00	57.94	60.73	38.44	53.13	60.28	52.17	60.98	47.94	61.82	55.26	51.77	59.98	62.60	50.76	47.49	50.87	48.86
Or	3.96	2.53	3.85	4.17	4.77	1.58	2.68	4.54	2.56	3.94	2.11	3.76	3.06	2.44	3.73	4.06	2.97	2.29	2.76	2.63

	pl2 36	pl2 37	pl3 38	pl3 39	pl2 41	pl2 42	pl1 45	pl3 46	pl1 49	pl2 50	pl2 51	pl2 52
SiO ₂	58.93	59.11	59.21	62.02	59.13	58.59	57.28	56.34	58.07	59.13	58.73	59.78
Al ₂ O ₃	25.98	26.15	26.03	23.70	25.78	26.18	27.05	27.25	26.51	25.72	26.22	25.52
FeO	0.31	0.27	0.29	0.42	0.40	0.29	0.33	0.36	0.29	0.28	0.30	0.27
CaO	7.52	7.62	7.45	5.14	7.34	7.88	8.95	9.36	8.01	7.51	7.71	6.97
Na ₂ O	6.67	6.78	6.75	7.70	6.62	6.65	6.12	5.92	6.42	6.57	6.69	6.92
K ₂ O	0.61	0.60	0.77	1.37	0.78	0.55	0.48	0.50	0.62	0.78	0.58	0.74
Total	100.02	100.52	100.49	100.35	100.04	100.14	100.20	99.73	99.91	99.99	100.23	100.20

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.634	2.630	2.636	2.754	2.644	2.620	2.568	2.543	2.603	2.644	2.622	2.664
Al	1.369	1.371	1.366	1.240	1.358	1.379	1.429	1.450	1.401	1.356	1.380	1.340
Fet	0.012	0.010	0.011	0.016	0.015	0.011	0.012	0.013	0.011	0.011	0.011	0.010
Ca	0.360	0.363	0.355	0.245	0.352	0.377	0.430	0.453	0.385	0.360	0.369	0.333
Na	0.578	0.585	0.582	0.663	0.574	0.577	0.532	0.518	0.558	0.570	0.579	0.598
K	0.035	0.034	0.044	0.078	0.044	0.032	0.027	0.029	0.036	0.045	0.033	0.042
Somme	4.987	4.994	4.994	4.996	4.986	4.995	4.998	5.005	4.993	4.985	4.994	4.987
An	37.03	36.99	36.20	24.84	36.25	38.28	43.45	45.31	39.32	36.92	37.61	34.19
Ab	59.41	59.53	59.35	67.29	59.17	58.52	53.80	51.83	57.05	58.51	59.03	61.47
Or	3.57	3.47	4.46	7.87	4.58	3.20	2.75	2.85	3.63	4.57	3.36	4.33

pl1 = phénocristaux cœur ; pl2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pl3 = microlites ; pl1cl = plagioclase nuageux ;
 ——— même cristal.

AII-10 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésite acide (JR02-27A) et dacite (JR02-66B)

(suite)

Pyroxènes

JR02-27A

	py2 60	py2 64	py2 65	py2 66	py2 67	py3 68	py2 71	py2 74	py1 78	py3 87	py3 89	py2 91	py2 92	py3 93	py2 104	py3 107	py3 109	py1 112	py3 114
SiO2	53.73	53.70	53.48	54.15	53.18	55.41	52.45	52.54	53.27	53.85	54.02	53.78	53.51	55.19	54.48	53.64	54.76	54.45	52.80
Al2O3	1.14	1.25	1.39	1.20	1.22	0.49	2.82	3.00	1.73	1.30	0.82	1.13	1.33	0.64	0.76	1.24	0.66	0.94	2.48
FeO	8.42	8.74	8.85	8.27	8.97	19.22	7.86	5.91	9.37	8.68	8.47	8.53	8.84	19.98	21.72	8.47	20.50	20.42	11.14
MnO	0.44	0.41	0.46	0.47	0.40	0.84	0.25	0.13	0.35	0.44	0.54	0.46	0.48	0.83	0.89	0.42	0.72	0.83	0.42
MgO	14.63	14.57	14.48	15.07	14.44	24.92	15.75	15.94	14.40	14.45	14.70	14.50	14.55	24.24	22.79	13.97	23.63	23.78	14.97
CaO	22.24	21.92	21.04	22.17	21.94	0.96	21.59	22.86	21.35	22.06	22.14	22.12	22.07	0.95	0.98	22.18	0.99	1.03	18.73
Na2O	0.36	0.41	0.41	0.38	0.42	0.03	0.20	0.24	0.53	0.39	0.38	0.36	0.39	0.02	0.03	0.38	0.03	0.00	0.43
TiO2	0.19	0.28	0.29	0.24	0.26	0.12	0.49	0.50	0.30	0.29	0.15	0.20	0.30	0.13	0.13	0.27	0.17	0.20	0.35
Total	101.15	101.28	100.41	101.95	100.83	101.99	101.41	101.11	101.31	101.46	101.21	101.08	101.47	101.99	101.77	100.55	101.47	101.65	101.31

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.976	1.973	1.979	1.973	1.967	1.992	1.916	1.910	1.960	1.975	1.985	1.979	1.966	1.991	1.987	1.983	1.991	1.978	1.943
AlIV	0.024	0.027	0.021	0.027	0.033	0.008	0.084	0.090	0.040	0.025	0.015	0.021	0.034	0.009	0.013	0.017	0.009	0.022	0.057
AlVI	0.025	0.027	0.039	0.024	0.021	0.013	0.038	0.039	0.035	0.031	0.020	0.028	0.023	0.018	0.020	0.037	0.019	0.018	0.050
Fe2+	0.259	0.269	0.274	0.252	0.278	0.578	0.240	0.180	0.288	0.266	0.260	0.262	0.272	0.603	0.663	0.262	0.623	0.620	0.343
Mn	0.014	0.013	0.014	0.015	0.013	0.026	0.008	0.004	0.011	0.014	0.017	0.014	0.015	0.025	0.028	0.013	0.022	0.026	0.013
Mg	0.802	0.798	0.798	0.818	0.796	1.336	0.858	0.864	0.790	0.790	0.805	0.795	0.797	1.304	1.239	0.770	1.281	1.287	0.821
Ca	0.876	0.863	0.834	0.865	0.870	0.037	0.845	0.891	0.842	0.867	0.872	0.872	0.869	0.037	0.038	0.879	0.039	0.040	0.738
Na	0.026	0.029	0.029	0.027	0.030	0.002	0.014	0.017	0.038	0.028	0.027	0.026	0.028	0.001	0.002	0.027	0.002	0.000	0.031
Ti	0.005	0.008	0.008	0.007	0.007	0.003	0.013	0.014	0.008	0.008	0.004	0.006	0.008	0.004	0.008	0.008	0.005	0.005	0.010
Somme	4.007	4.007	3.996	4.008	4.015	3.995	4.016	4.009	4.012	4.004	4.005	4.003	4.012	3.992	3.994	3.996	3.991	3.996	4.006
Wo	44.92	44.43	43.42	44.37	44.46	1.87	43.32	45.95	43.60	44.76	44.61	44.86	44.50	1.87	1.95	45.68	1.96	2.03	38.55
En	41.11	41.08	41.57	41.96	40.71	67.59	43.97	44.57	40.91	40.79	41.21	40.91	40.82	66.22	62.98	40.02	65.18	65.24	42.87
Fs	13.98	14.48	15.01	13.66	14.83	30.54	12.71	9.48	15.50	14.45	14.18	14.24	14.68	31.91	35.07	14.30	32.86	32.73	18.58
Fm	0.25	0.26	0.27	0.25	0.27	0.31	0.22	0.18	0.27	0.26	0.26	0.26	0.26	0.33	0.36	0.26	0.34	0.33	0.30

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord ; py3 = microcristaux de la mésostase (< 300µ)

Amphiboles

JR02-27A

	am2 58	am2 59	am2 62	am1 69	am2 70	am2 80	am1 85	am1 88	am1 90	am2 94	am1 115
SiO2	40.98	42.28	41.83	47.09	43.64	42.42	42.44	42.81	43.03	45.45	42.34
Al2O3	14.38	13.90	10.18	8.22	12.42	13.72	13.92	13.82	12.63	13.32	13.83
FeO	11.89	10.91	12.47	13.15	11.17	10.25	9.84	10.37	11.77	11.97	9.76
MnO	0.12	0.10	0.19	0.23	0.15	0.12	0.12	0.12	0.13	0.16	0.12
MgO	13.56	14.59	13.86	14.59	14.84	14.56	15.18	14.92	14.03	12.51	15.07
CaO	11.91	11.01	12.55	11.56	11.78	12.23	12.12	11.97	11.83	11.58	12.06
Na2O	2.05	1.99	2.01	1.74	2.08	1.98	2.06	2.04	2.32	2.03	2.05
K2O	1.19	1.18	0.96	0.80	1.02	1.17	1.18	1.15	0.87	0.83	1.22
TiO2	2.63	2.17	2.76	1.93	2.52	2.68	2.28	2.43	2.62	2.39	2.35
Total	98.70	98.14	96.80	99.31	99.61	99.12	99.14	99.63	99.22	100.23	98.79

Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes

Si	5.998	6.160	6.286	6.806	6.276	6.125	6.112	6.143	6.237	6.463	6.119
Al4	2.002	1.840	1.714	1.194	1.724	1.875	1.888	1.857	1.763	1.537	1.881
Al6	0.478	0.547	0.089	0.206	0.382	0.460	0.475	0.481	0.395	0.695	0.474
Ti	0.290	0.237	0.311	0.210	0.273	0.290	0.247	0.263	0.286	0.256	0.256
Fe3	0.206	0.051	0.356	0.000	0.043	0.096	0.181	0.109	0.000	0.000	0.135
Fe2	1.243	1.277	1.198	1.593	1.299	1.139	1.000	1.133	1.428	1.442	1.041
Mn	0.014	0.013	0.024	0.028	0.018	0.014	0.014	0.014	0.015	0.019	0.015
T	2.231	2.125	1.978	2.037	2.014	2.000	1.918	2.000	2.124	2.411	1.920
Mg	2.764	2.872	3.021	2.963	2.983	2.997	3.074	2.998	2.876	2.587	3.072
MgM4	0.193	0.297	0.084	0.180	0.198	0.136	0.184	0.193	0.155	0.064	0.174
Ca	1.868	1.718	2.021	1.790	1.815	1.893	1.871	1.840	1.837	1.764	1.867
NaM4	0.000	0.000	0.000	0.030	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.172	0.000
NaA	0.583	0.563	0.585	0.457	0.579	0.553	0.575	0.567	0.644	0.387	0.575
K	0.221	0.219	0.183	0.148	0.187	0.215	0.216	0.210	0.161	0.151	0.225
NaK	0.804	0.782	0.768	0.605	0.766	0.769	0.791	0.777	0.806	0.537	0.800
CaNa4	1.868	1.718	2.021	1.820	1.815	1.893	1.871	1.840	1.845	1.936	1.867
Somme	15.865	15.797	15.873	15.605	15.779	15.797	15.846	15.810	15.806	15.537	15.841
Mg#	70.41	71.27	72.15	66.37	71.00	73.34	76.52	73.80	67.97	64.77	75.71

JR02-66B

	am1 8	am2 9	am1 14	am1 27	am1 29	am1 30	am1 43	am1 44
SiO2	41.48	43.28	42.46	41.60	42.53	41.42	42.22	41.81
Al2O3	13.17	11.03	12.15	12.07	11.92	13.11	13.72	14.12
FeO	12.43	13.25	13.09	14.13	12.78	12.25	9.19	10.45
MnO	0.18	0.39	0.20	0.21	0.22	0.17	0.09	0.13
MgO	13.21	13.61	13.30	12.21	13.53	13.27	15.31	14.25
CaO	11.35	11.06	11.17	11.23	11.17	11.63	11.57	11.55
Na2O	2.41	2.18	2.42	2.62	2.33	2.25	2.49	2.50
K2O	0.78	0.87	0.80	1.35	0.89	1.06	0.82	0.81
TiO2	2.24	1.96	2.40	3.02	2.33	2.22	2.42	2.39
Total	97.24	97.64	98.00	98.44	97.70	97.38	97.82	98.01

Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes

Si	6.161	6.412	6.268	6.185	6.292	6.152	6.137	6.102
Al4	1.839	1.588	1.732	1.815	1.708	1.848	1.863	1.898
Al6	0.467	0.337	0.382	0.299	0.370	0.447	0.486	0.530
Ti	0.250	0.219	0.266	0.337	0.260	0.248	0.265	0.263
Fe3	0.047	0.032	0.000	0.000	0.000	0.084	0.000	0.000
Fe2	1.496	1.609	1.618	1.767	1.582	1.435	1.118	1.276
Mn	0.022	0.049	0.025	0.026	0.028	0.021	0.011	0.016
T	2.282	2.248	2.294	2.430	2.239	2.236	1.880	2.087
Mg	2.718	2.752	2.706	2.570	2.761	2.764	3.120	2.913
MgM4	0.207	0.254	0.219	0.136	0.222	0.173	0.197	0.186
Ca	1.806	1.755	1.767	1.789	1.771	1.852	1.801	1.806
NaM4	0.000	0.000	0.013					

AII-10 : Sonora central – Laves Miocène inférieur – Andésite acide (JR02-27A) et dacite (JR02-66B)

(suite)

Biotites

JR02-27A

	61	77	79	95	96	103	111
SiO ₂	38.40	38.83	38.40	37.98	37.87	38.08	38.07
Al ₂ O ₃	13.56	13.82	13.79	13.86	14.08	13.83	13.76
FeO	14.40	13.48	13.85	13.74	13.68	13.50	13.79
MnO	0.11	0.09	0.10	0.10	0.07	0.08	0.10
MgO	15.43	15.01	15.49	15.58	15.46	15.41	15.22
CaO	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
Na ₂ O	0.72	0.76	0.81	0.82	0.78	0.82	0.83
K ₂ O	9.61	9.17	9.42	9.35	9.36	9.41	9.28
TiO ₂	5.54	5.39	5.56	5.58	5.63	5.44	5.62
Total	97.79	96.59	97.42	97.01	96.95	96.57	96.70

Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes

Si	5.591	5.668	5.584	5.548	5.533	5.582	5.577
Al ₄	2.327	2.332	2.364	2.387	2.425	2.388	2.377
Al ₆	0.000	0.045	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	1.754	1.646	1.684	1.678	1.672	1.655	1.690
Mn	0.013	0.011	0.013	0.012	0.008	0.010	0.013
Mg	3.348	3.265	3.357	3.392	3.367	3.367	3.324
Ca	0.004	0.007	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003
Na	0.204	0.216	0.228	0.233	0.221	0.234	0.237
K	1.785	1.708	1.747	1.743	1.745	1.759	1.733
Ti	0.607	0.592	0.608	0.613	0.619	0.599	0.620
Somme	15.633	15.489	15.587	15.606	15.593	15.595	15.574
Mg#	65.63	66.49	66.60	66.90	66.82	67.04	66.29

JR02-66B

	5	6	7	16	20	28	40	47	48
SiO ₂	36.96	36.55	37.03	37.33	37.09	37.24	37.02	37.19	36.70
Al ₂ O ₃	14.55	14.88	14.83	14.45	14.58	14.52	14.68	14.66	14.72
FeO	13.91	14.54	14.22	13.99	14.13	14.13	14.02	14.28	14.54
MnO	0.23	0.20	0.21	0.22	0.22	0.16	0.21	0.21	0.62
MgO	15.52	15.39	15.35	15.47	15.35	15.64	15.43	15.39	15.15
CaO	0.00	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.87	0.67	0.96	0.86	0.95	0.72	0.89	0.84	0.87
K ₂ O	9.09	9.26	9.21	9.13	9.06	9.48	9.11	9.52	9.18
TiO ₂	3.79	3.86	3.74	3.79	3.86	3.75	3.78	3.76	3.89
Total	94.91	95.38	95.57	95.27	95.26	95.64	95.13	95.85	95.67

Formules structurales calculées sur la base de 22 oxygènes

Si	5.534	5.461	5.510	5.560	5.530	5.536	5.524	5.525	5.477
Al ₄	2.466	2.539	2.490	2.440	2.470	2.464	2.476	2.475	2.523
Al ₆	0.101	0.082	0.109	0.096	0.092	0.080	0.106	0.091	0.065
Fe	1.742	1.816	1.770	1.743	1.762	1.757	1.750	1.775	1.815
Mn	0.029	0.025	0.026	0.027	0.028	0.020	0.026	0.027	0.078
Mg	3.464	3.428	3.404	3.435	3.412	3.465	3.433	3.408	3.369
Ca	0.000	0.003	0.004	0.004	0.004	0.002	0.000	0.000	0.003
Na	0.251	0.194	0.276	0.249	0.276	0.209	0.256	0.242	0.251
K	1.736	1.765	1.748	1.735	1.724	1.797	1.734	1.805	1.748
Ti	0.427	0.434	0.419	0.424	0.433	0.419	0.424	0.420	0.437
Somme	15.749	15.748	15.756	15.713	15.730	15.749	15.729	15.769	15.766
Mg#	66.54	65.36	65.80	66.34	65.95	66.36	66.23	65.76	65.00

Opaques

Ilménites

JR02-27A

	108	113
SiO ₂	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	0.19	0.14
FeO	49.36	47.95
Fe ₂ O ₃	3.10	3.12
MnO	0.69	0.61
MgO	2.48	3.06
TiO ₂	43.78	44.46
Cr ₂ O ₃	0.07	0.05
Total	99.75	99.47

FS sur 6 oxygènes

Si	0.004	0.004
Al	0.011	0.008
Fe ₂	1.418	1.400
Fe ₃	0.731	0.689
Mn	0.029	0.025
Mg	0.182	0.225
Ti	1.622	1.645
Cr	0.003	0.002
Somme	4.000	3.999
Hem(a)	20.57	19.79
Hem(c)	18.39	17.31

Magnétites

JR02-27A

	12	37	38
SiO ₂	0.19	0.17	0.21
Al ₂ O ₃	1.44	1.64	1.83
FeO	49.16	48.62	48.41
Fe ₂ O ₃	28.87	28.78	23.79
MnO	0.62	0.64	0.60
MgO	1.15	1.36	1.20
TiO ₂	21.02	20.88	21.77
Cr ₂ O ₃	0.07	0.06	0.03
Total	102.51	102.14	97.84

Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes

Si	0.055	0.048	0.063	0.053
Al	0.492	0.559	0.650	0.701
Fe ₂	11.902	11.779	12.214	8.296
Fe ₃	6.285	6.269	5.399	12.062
Mn	0.151	0.156	0.153	0.235
Mg	0.496	0.586	0.541	1.030
Ti	4.576	4.550	4.940	1.588
Cr	0.016	0.015	0.008	0.005
Somme	23.973	23.963	23.967	23.971
Usp(a)	57.49	57.12	62.97	13.66
Usp(c)	60.91	61.07	66.18	26.89

AII-11 : Sonora central – Ignimbrites hypercalcalines des *Cerros La Legua* (JR02-05), *La Colorada* (JR02-11A) et *Chapala* (JR02-16C)

Feldspaths

	JR02-05							JR02-11A							JR02-16C					
	fk1 5	fk2 6	fk1 21	fk2 22	fk1 24	fk2 25	fk1 26	fk1 39	fk1 40	fk2 41	fk2 50	fk1 51	fk1 52	fk2 53	fk2 56	fk1 69	fk2 70	xc1 73	xc2 74	xc2 75
SiO2	68.04	68.05	68.00	66.91	67.00	66.76	66.81	66.74	68.15	66.55	67.12	67.28	66.37	67.25	67.49	65.96	67.52	61.99	67.29	67.11
Al2O3	20.37	20.03	20.50	20.65	20.87	19.77	20.68	20.35	20.85	19.79	20.80	20.83	20.41	20.45	20.45	20.60	20.96	24.25	20.84	20.37
FeO	0.18	0.15	0.17	0.16	0.18	0.15	0.18	0.16	0.20	0.17	0.19	0.19	0.19	0.19	0.18	0.19	0.17	0.23	0.19	0.18
CaO	1.34	1.04	1.15	1.58	1.53	0.64	1.38	1.23	1.44	1.21	1.41	1.45	1.30	1.28	1.19	1.76	1.49	5.50	1.31	1.19
Na2O	7.55	6.87	7.29	7.62	7.43	5.91	7.53	7.77	7.28	6.69	7.71	7.77	7.29	7.31	7.59	7.59	7.54	7.72	7.38	7.25
K2O	4.72	5.95	5.44	4.45	4.56	8.25	4.83	5.50	4.84	5.19	4.37	4.37	5.30	5.41	5.00	4.11	4.81	0.97	5.09	5.34
Total	102.20	102.08	102.53	101.36	101.57	101.48	101.40	101.74	102.75	99.60	101.60	101.89	100.85	101.88	101.90	100.22	102.49	100.67	102.09	101.44
Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes																				
Si	2.958	2.971	2.954	2.935	2.932	2.963	2.933	2.934	2.947	2.969	2.935	2.934	2.936	2.944	2.948	2.925	2.932	2.739	2.935	2.948
Al	1.044	1.030	1.049	1.067	1.076	1.034	1.070	1.054	1.063	1.041	1.072	1.070	1.064	1.055	1.053	1.077	1.073	1.263	1.071	1.055
Fet	0.007	0.005	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006	0.009	0.007	0.006
Ca	0.062	0.049	0.053	0.074	0.072	0.030	0.065	0.058	0.067	0.058	0.066	0.068	0.061	0.060	0.056	0.084	0.069	0.260	0.061	0.056
Na	0.637	0.582	0.614	0.648	0.630	0.508	0.641	0.662	0.610	0.579	0.654	0.657	0.625	0.620	0.643	0.653	0.635	0.662	0.624	0.617
K	0.262	0.332	0.301	0.249	0.254	0.467	0.270	0.308	0.267	0.295	0.244	0.243	0.299	0.302	0.279	0.232	0.267	0.054	0.283	0.299
Somme	4.969	4.969	4.977	4.979	4.971	5.008	4.985	5.023	4.960	4.948	4.978	4.980	4.993	4.989	4.985	4.978	4.982	4.987	4.982	4.982
An	6.50	5.06	5.50	7.64	7.50	3.01	6.66	5.64	7.07	6.19	6.86	7.01	6.23	6.11	5.70	8.64	7.14	26.67	6.31	5.77
Ab	66.27	60.47	63.39	66.73	65.90	50.53	65.64	64.40	64.64	62.10	67.84	67.88	63.45	63.14	65.78	67.37	65.40	67.76	64.47	63.46
Or	27.22	34.47	31.11	25.62	26.60	46.45	27.70	29.97	28.29	31.71	25.30	25.11	30.32	30.75	28.51	23.98	27.46	5.57	29.22	30.78

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord ; xc1 = xénocrystal de plagioclase ; xc2 = bord du xénocrystal ; — même cristal.

Pyroxènes

	JR02-05				JR02-11A						JR02-16C					
	py1 8	py2 10	py2 17	py1 18	py1 34	py1 35	py2 36	py3 42	py1 45	py2 46	py2 58	py2 59	py2 60	py2 61	py1 62	py1 64
SiO2	49.56	49.70	49.19	49.63	49.21	49.25	49.29	48.33	49.17	49.76	48.91	49.11	48.96	49.39	49.36	48.99
Al2O3	0.44	0.47	0.43	0.47	0.48	0.49	0.50	0.21	0.51	0.45	0.50	0.49	0.44	0.48	0.48	0.53
FeO	28.36	27.99	28.05	28.13	28.66	29.05	28.74	33.06	28.67	28.09	28.18	28.80	28.35	27.89	28.74	28.22
MnO	0.97	1.00	1.01	0.96	1.04	1.00	0.99	1.14	0.95	1.07	1.07	1.10	1.04	1.02	1.07	1.05
MgO	2.56	2.76	2.89	2.67	2.52	2.37	2.36	0.02	2.61	2.72	2.89	2.77	2.79	2.86	2.58	2.66
CaO	19.48	19.66	19.71	19.81	19.68	19.50	19.23	17.98	19.68	19.57	19.61	19.29	19.22	19.70	19.45	19.85
Na2O	0.32	0.36	0.34	0.30	0.37	0.32	0.37	0.63	0.36	0.34	0.34	0.37	0.36	0.29	0.35	0.38
TiO2	0.20	0.18	0.17	0.22	0.24	0.22	0.22	0.29	0.24	0.19	0.19	0.20	0.17	0.21	0.21	0.17
Total	101.89	102.13	101.79	102.18	102.19	102.21	101.71	101.66	102.19	102.18	101.67	102.11	101.34	101.82	102.24	101.85
Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes																
Si	1.986	1.984	1.975	1.982	1.972	1.976	1.982	1.986	1.971	1.986	1.968	1.970	1.976	1.978	1.976	1.969
AlIV	0.014	0.016	0.020	0.018	0.023	0.023	0.018	0.010	0.024	0.014	0.024	0.023	0.021	0.022	0.023	0.025
AlVI	0.007	0.006	0.000	0.004	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Fe2+	0.950	0.935	0.942	0.939	0.961	0.975	0.967	1.136	0.961	0.937	0.948	0.966	0.957	0.934	0.962	0.949
Mn	0.033	0.034	0.034	0.032	0.035	0.034	0.034	0.040	0.032	0.036	0.036	0.037	0.036	0.035	0.036	0.036
Mg	0.153	0.164	0.173	0.159	0.151	0.142	0.141	0.001	0.156	0.162	0.173	0.166	0.168	0.171	0.154	0.159
Ca	0.836	0.841	0.848	0.848	0.845	0.838	0.829	0.792	0.845	0.837	0.845	0.829	0.831	0.845	0.834	0.855
Na	0.025	0.028	0.026	0.023	0.029	0.025	0.029	0.050	0.028	0.026	0.027	0.029	0.028	0.023	0.027	0.030
Ti	0.006	0.005	0.005	0.007	0.007	0.007	0.007	0.009	0.007	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.006	0.005
Somme	4.010	4.013	4.023	4.012	4.023	4.020	4.013	4.024	4.024	4.011	4.027	4.026	4.022	4.015	4.018	4.028
Wo	42.4	42.61	42.46	42.84	42.43	42.15	42.05	40.21	42.38	42.43	42.20	41.49	41.74	42.59	41.99	42.77
En	7.75	8.32	8.66	8.03	7.56	7.13	7.18	0.06	7.82	8.20	8.65	8.29	8.43	8.60	7.75	7.97
Fs	49.85	49.07	48.88	49.13	50.01	50.72	50.77	59.73	49.80	49.37	49.15	50.22	49.84	48.81	50.26	49.25
Fm	0.87	0.85	0.85	0.86	0.87	0.88	0.88	1.00	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86	0.85	0.87	0.86

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord ; py3 = microcristaux (< 50 μ).

AII-11 : Sonora central – Ignimbrites hypercalcalines des *Cerros La Legua* (JR02-05), *La Colorada* (JR02-11A) et *Chapala* (JR02-16C)

(suite)

Titanomagnétite

	JR02-05		JR02-11A		JR02-16C		
	9	19	37	38	63	65	66
SiO ₂	0.23	0.20	0.16	0.16	0.22	0.18	0.26
Al ₂ O ₃	1.13	1.06	1.14	0.44	0.68	0.99	0.90
FeO	36.54	37.31	33.76	33.86	77.73	81.56	81.68
Fe ₂ O ₃	55.96	54.87	64.75	65.38	45.48	41.84	41.41
MnO	0.20	0.16	0.29	0.16	35.83	44.14	44.75
MgO	0.09	0.07	0.08	0.06	0.73	0.64	0.66
TiO ₂	6.08	6.76	2.37	2.45	0.08	0.06	0.08
					16.55	12.26	11.92
Total	100.24	100.43	102.54	102.51	99.56	100.10	99.97
Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes							
Si	0.070	0.061	0.046	0.047	0.066	0.054	0.079
Al	0.405	0.377	0.400	0.155	0.242	0.352	0.320
Fe ₂	9.257	9.427	8.399	8.458	11.505	10.567	10.469
Fe ₃	12.748	12.465	14.489	14.689	8.150	10.025	10.172
Mn	0.051	0.041	0.073	0.041	0.187	0.165	0.168
Mg	0.041	0.031	0.033	0.027	0.034	0.025	0.034
Ti	1.385	1.537	0.530	0.550	3.764	2.783	2.711
Somme	23.956	23.938	23.971	23.967	23.948	23.972	23.953
Usp(a)	17.35	19.40	6.17	6.56	47.26	34.89	33.89
Usp(c)	18.32	20.13	7.448	7.3577	48.72	36.46	35.59

Verre

	JR02-05							JR02-11A					JR02-16C	
	vtr 11	vtr 12	vbr 14	vtr 15	vbr 16	vtr 20	vtr 28	vtr 32	vtr 44	vtr 47	vtr 48	vtr 49	vbr 68	vbr 71
SiO ₂	77.08	77.18	77.01	77.96	76.80	77.03	76.52	76.75	76.71	77.26	76.53	76.25	76.16	75.01
Al ₂ O ₃	12.51	12.50	11.80	12.46	12.48	12.70	12.28	12.55	12.65	11.73	12.55	12.47	12.84	12.57
FeO	1.14	1.44	2.19	1.02	1.28	1.41	1.45	1.27	1.00	1.89	0.69	1.17	1.17	0.84
MnO	0.03	0.04	0.05	0.00	0.03	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03
MgO	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09
CaO	0.40	0.32	0.29	0.42	0.47	0.36	0.44	0.41	0.45	0.35	0.46	0.34	0.17	0.28
Na ₂ O	2.51	2.48	1.88	2.21	1.92	2.47	2.59	2.57	2.44	2.23	2.59	2.47	2.87	2.91
K ₂ O	4.56	4.52	5.36	4.40	5.38	4.53	4.09	4.72	4.84	4.67	4.78	4.66	6.42	6.91
TiO ₂	0.09	0.09	0.13	0.09	0.09	0.11	0.09	0.10	0.09	0.15	0.11	0.12	0.09	0.11
Total	98.35	98.59	98.71	98.55	98.45	98.67	97.52	98.41	98.23	98.31	97.74	97.51	99.74	98.74

vtr = verre transparent ; vbr = verre brun.

AII-12 : Sonora central – Ignimbrites hypercalines du *Cerro La Sonora* – (JR02-21A, JR02-21E, JR02-22A)

Feldspaths

JR02-21A

	fk2 90	fk1 91	fk1 93	fk2 95	fk1 97	fk2 98	fk1 105		fk2 6	fk2 7	fk1 8	fk1 9	fk2 11	fk1 23	fk2 24
SiO ₂	67.10	67.17	66.90	66.95	66.97	67.54	66.83		66.21	66.06	65.71	66.17	66.01	65.70	66.06
Al ₂ O ₃	19.41	20.45	20.61	20.30	20.60	19.59	20.47		19.43	19.67	20.33	20.65	19.57	20.03	20.21
FeO	0.16	0.17	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18		0.17	0.18	0.16	0.15	0.18	0.14	0.16
CaO	0.52	1.37	1.43	1.35	1.61	0.57	1.42		0.61	0.76	1.36	1.39	0.64	1.05	1.06
Na ₂ O	6.00	7.51	7.27	7.36	7.77	6.15	7.58		6.07	6.38	7.56	7.53	6.18	6.94	7.36
K ₂ O	8.09	5.00	4.92	5.02	4.33	8.06	5.00		7.89	7.34	5.02	4.58	7.61	5.91	5.03
Total	101.27	101.67	101.30	101.15	101.46	102.09	101.48		100.38	100.39	100.13	100.46	100.19	99.76	99.88

JR02-21E

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.979	2.943	2.939	2.948	2.935	2.976	2.937		2.968	2.957	2.929	2.930	2.962	2.944	2.945
Al	1.016	1.056	1.067	1.053	1.064	1.017	1.060		1.026	1.038	1.068	1.077	1.035	1.058	1.062
Fe	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007		0.006	0.007	0.006	0.005	0.007	0.005	0.006
Ca	0.025	0.064	0.067	0.064	0.075	0.027	0.067		0.029	0.036	0.065	0.066	0.031	0.050	0.051
Na	0.516	0.638	0.619	0.628	0.661	0.525	0.646		0.528	0.554	0.653	0.647	0.538	0.603	0.636
K	0.458	0.280	0.276	0.282	0.242	0.453	0.280		0.451	0.419	0.285	0.259	0.436	0.338	0.286
Somme	5.000	4.987	4.975	4.981	4.984	5.005	4.996		5.009	5.011	5.006	4.984	5.007	4.997	4.986
An	2.48	6.53	7.00	6.54	7.72	2.67	6.75		2.89	3.62	6.47	6.77	3.08	5.08	5.21
Ab	51.67	64.97	64.35	64.51	67.55	52.24	65.06		52.35	54.87	65.09	66.61	53.53	60.82	65.37
Or	45.85	28.49	28.64	28.95	24.73	45.09	28.19		44.76	41.51	28.44	26.63	43.39	34.10	29.42

JR02-22A

	fk2 30	fk1 32	fk2 45	fk1 46	fk1 47	fk2 48	fk1 56	fk2 57	fk2 61	xc 60	plam 41
SiO ₂	67.28	66.50	66.55	67.14	67.29	67.18	66.47	65.99	66.79	56.29	62.80
Al ₂ O ₃	20.54	19.71	20.76	19.52	19.64	19.63	20.33	20.43	20.72	27.96	24.01
FeO	0.17	0.16	0.20	0.13	0.15	0.15	0.14	0.19	0.16	0.22	0.65
CaO	1.04	0.69	1.35	0.50	0.52	0.49	1.15	1.50	1.38	9.71	5.06
Na ₂ O	6.90	6.02	7.45	5.91	6.07	6.53	7.37	7.71	7.49	5.84	8.13
K ₂ O	6.07	7.81	4.92	8.34	8.29	6.74	5.57	4.55	4.84	0.37	1.03
Total	101.99	100.89	101.23	101.55	101.97	100.71	101.03	100.37	101.37	100.39	101.68

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.946	2.963	2.929	2.976	2.972	2.980	2.939	2.929	2.933	2.523	2.752
Al	1.060	1.035	1.077	1.020	1.022	1.026	1.059	1.069	1.072	1.477	1.240
Fe	0.006	0.006	0.007	0.005	0.006	0.005	0.005	0.007	0.006	0.008	0.024
Ca	0.049	0.033	0.064	0.024	0.025	0.023	0.054	0.071	0.065	0.466	0.238
Na	0.586	0.520	0.636	0.508	0.520	0.562	0.632	0.663	0.638	0.507	0.691
K	0.339	0.444	0.276	0.471	0.467	0.382	0.314	0.258	0.271	0.021	0.058
Somme	4.986	5.001	4.989	5.004	5.011	4.979	5.004	4.997	4.985	5.003	5.002
An	5.02	3.30	6.51	2.37	2.43	2.39	5.44	7.18	6.66	46.86	24.10
Ab	60.17	52.18	65.17	50.66	51.40	58.13	63.14	66.84	65.49	50.99	70.06
Or	34.81	44.52	28.32	46.97	46.17	39.48	31.42	25.98	27.85	2.15	5.85

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord ; xc = xénocristal de plagioclase ; plam = auréole de réaction autour du xénocristal de hornblende verte (voir figure III-24) ; — même cristal.

AII-12 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines du *Cerro La Sonora* – (JR02-21A, JR02-21E, JR02-22A)

(suite)

Pyroxènes

	JR02-21A						JR02-21E							
	py2 81	py2 82	py2 85	py1 88	py2 89	py2 100	py2 1	xc 4	py2 12	py2 16	py1 19	py2 20	py2 22	py2 25
SiO ₂	49.13	49.75	49.66	50.34	49.44	49.42	48.95	52.96	48.48	48.78	49.39	48.71	48.41	48.74
Al ₂ O ₃	0.45	0.42	0.49	0.73	0.46	0.49	0.51	0.85	0.45	0.50	0.47	0.48	0.54	0.45
FeO	27.86	27.73	27.36	23.58	27.43	28.65	27.97	22.30	27.29	27.91	25.70	27.64	27.94	27.65
MnO	1.02	1.06	1.03	1.17	1.02	1.05	1.07	1.13	0.97	1.08	1.04	0.97	1.06	1.09
MgO	2.53	2.82	3.03	6.05	3.07	2.63	2.77	21.90	2.75	2.56	4.28	2.53	2.56	2.52
CaO	19.21	19.64	19.81	19.26	19.91	19.54	18.99	0.66	19.55	19.29	19.20	19.58	19.24	19.24
Na ₂ O	0.33	0.39	0.38	0.36	0.31	0.37	0.36	0.04	0.34	0.41	0.38	0.36	0.34	0.38
TiO ₂	0.19	0.21	0.19	0.26	0.18	0.22	0.17	0.10	0.20	0.20	0.16	0.22	0.23	0.21
Total	100.74	102.02	101.94	101.74	101.81	102.37	100.79	99.92	100.04	100.71	100.63	100.48	100.31	100.28

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.989	1.986	1.982	1.973	1.978	1.975	1.982	1.979	1.978	1.979	1.982	1.980	1.974	1.984
AlIV	0.011	0.014	0.018	0.027	0.022	0.023	0.018	0.021	0.022	0.021	0.018	0.020	0.026	0.016
AlVI	0.011	0.006	0.005	0.007	0.000	0.000	0.006	0.016	0.000	0.003	0.004	0.003	0.000	0.005
Fe ²⁺	0.943	0.926	0.913	0.773	0.918	0.958	0.947	0.697	0.931	0.947	0.862	0.939	0.953	0.941
Mn	0.035	0.036	0.035	0.039	0.035	0.036	0.037	0.036	0.034	0.037	0.035	0.033	0.037	0.038
Mg	0.153	0.168	0.180	0.353	0.183	0.157	0.167	1.220	0.167	0.155	0.256	0.153	0.156	0.153
Ca	0.833	0.840	0.847	0.809	0.853	0.837	0.824	0.026	0.854	0.839	0.825	0.853	0.841	0.839
Na	0.026	0.030	0.029	0.027	0.024	0.029	0.028	0.003	0.027	0.032	0.030	0.028	0.027	0.030
Ti	0.006	0.006	0.006	0.008	0.005	0.007	0.005	0.003	0.006	0.006	0.005	0.007	0.007	0.006
Somme	4.007	4.012	4.015	4.016	4.018	4.022	4.014	4.001	4.019	4.019	4.017	4.016	4.021	4.012
Wo	42.42	42.65	42.88	40.97	42.91	42.12	41.72	1.34	43.02	42.4	41.71	43.09	42.33	42.58
En	7.77	8.52	9.12	17.90	9.20	7.89	8.47	61.64	8.42	7.83	12.93	7.75	7.84	7.76
Fs	49.80	48.83	47.99	41.12	47.88	49.99	49.82	37.02	48.56	49.77	45.36	49.17	49.83	49.67
Fm	0.87	0.85	0.84	0.70	0.84	0.86	0.85	0.38	0.85	0.86	0.78	0.86	0.86	0.86

JR02-22A

	py1 27	py2 29	py2 35	py2 36	py2 39	py2 42	py2 54	py2 55	pyam 34	pyam 38	xc 59
SiO ₂	48.54	48.48	48.69	48.60	48.57	48.48	49.13	49.07	49.74	49.84	51.57
Al ₂ O ₃	0.52	0.43	0.42	0.45	0.45	0.45	0.51	0.42	0.69	0.74	0.66
FeO	28.11	28.00	27.53	27.95	27.78	27.80	27.69	27.17	21.11	22.19	16.58
MnO	0.95	0.95	0.98	0.98	0.97	0.99	1.04	1.02	0.83	0.86	1.12
MgO	2.55	2.41	2.68	2.68	2.77	2.70	2.63	2.87	6.75	5.89	9.71
CaO	19.47	19.78	19.71	19.42	19.50	19.53	19.12	19.70	20.12	20.08	20.08
Na ₂ O	0.34	0.32	0.34	0.37	0.38	0.38	0.37	0.32	0.32	0.36	0.39
TiO ₂	0.23	0.17	0.18	0.22	0.20	0.15	0.20	0.16	0.17	0.23	0.10
Total	100.70	100.55	100.53	100.67	100.62	100.47	100.69	100.74	99.74	100.20	100.21

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.972	1.975	1.978	1.974	1.973	1.974	1.988	1.984	1.973	1.977	1.988
AlIV	0.025	0.021	0.020	0.022	0.022	0.022	0.012	0.016	0.027	0.023	0.012
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.004	0.005	0.011	0.018
Fe ²⁺	0.955	0.954	0.935	0.950	0.944	0.946	0.937	0.919	0.700	0.736	0.534
Mn	0.033	0.033	0.034	0.034	0.033	0.034	0.036	0.035	0.028	0.029	0.037
Mg	0.154	0.146	0.162	0.162	0.168	0.164	0.159	0.173	0.399	0.348	0.558
Ca	0.848	0.863	0.858	0.845	0.849	0.852	0.829	0.853	0.855	0.853	0.829
Na	0.027	0.025	0.027	0.029	0.030	0.030	0.029	0.025	0.025	0.028	0.029
Ti	0.007	0.005	0.005	0.007	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005	0.007	0.003
Somme	4.021	4.022	4.019	4.023	4.025	4.027	4.008	4.014	4.017	4.012	4.008
Wo	42.60	43.25	43.13	42.46	42.57	42.67	42.29	43.10	43.14	43.39	42.35
En	7.76	7.33	8.16	8.15	8.41	8.21	8.09	8.74	20.13	17.71	28.49
Fs	49.64	49.42	48.71	49.39	49.01	49.12	49.62	48.16	36.73	38.90	29.16
Fm	0.86	0.87	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86	0.85	0.65	0.69	0.51

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = phénocristaux bord ; xc = xénocristal de plagioclase ; pyam = auréole de réaction autour du xénocristal de hornblende verte (voir figure III-24) ; — même cristal.

AII-12 : Sonora central – Ignimbrites hypercalines du *Cerro La Sonora* – (JR02-21A, JR02-21E, JR02-22A)

(suite)

Amphibole

JR02-22A	xc 33	xc 37	xc 43
SiO2	42.28	42.94	41.88
Al2O3	9.62	9.89	9.55
FeO	23.43	20.43	25.56
MnO	0.54	0.48	0.53
MgO	7.33	9.16	6.08
CaO	10.70	11.23	10.79
Na2O	2.21	2.36	2.22
K2O	1.15	1.08	1.12
TiO2	1.34	1.29	1.40
Total	98.60	98.84	99.12
FS sur la base de 23 oxygènes			
Si	6.530	6.522	6.505
Al4	1.470	1.478	1.495
Al6	0.280	0.291	0.253
Ti	0.156	0.147	0.164
Fe3	0.000	0.000	0.036
Fe2	3.027	2.595	3.282
Mn	0.071	0.062	0.070
T	3.533	3.095	3.804
Mg	1.464	1.904	1.194
MgM4	0.224	0.169	0.214
Ca	1.771	1.827	1.795
NaM4	0.005	0.005	0.000
NaA	0.656	0.690	0.667
K	0.227	0.209	0.222
NaK	0.883	0.898	0.889
CaNa4	1.776	1.831	1.795
Somme	15.883	15.898	15.898
Mg#	35.80	44.40	30.02

xc = xénocrystal

Titanomagnétite

JR02-21A	83	96	101	102	JR02-21E	2	13	17	JR02-22A	28	40	49
SiO2	0.21	0.21	0.19	0.22	0.19	0.25	0.21		0.20	0.20	0.15	
Al2O3	0.89	0.98	1.07	1.01	0.84	0.84	1.15		0.85	0.72	0.95	
FeO	41.00	44.27	44.45	44.33	44.70	44.40	39.66		40.73	38.25	44.56	
Fe2O3	44.76	37.98	38.35	38.33	36.87	37.24	45.05		43.35	49.38	34.62	
MnO	0.90	0.58	0.78	0.80	0.71	0.68	0.98		0.49	0.85	0.69	
MgO	0.08	0.11	0.06	0.00	0.09	0.13	0.11		0.06	0.14	0.10	
TiO2	11.83	15.17	15.20	15.12	15.79	15.56	10.99		11.82	9.26	16.23	
Total	99.66	99.30	100.09	99.81	99.20	99.09	98.15		97.50	98.80	97.29	
Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes												
Si	0.062	0.065	0.056	0.067	0.059	0.074	0.066		0.061	0.061	0.047	
Al	0.318	0.350	0.379	0.357	0.302	0.299	0.418		0.310	0.261	0.348	
Fe2	10.404	11.230	11.183	11.165	11.347	11.276	10.201		10.565	9.817	11.525	
Fe3	10.214	8.664	8.675	8.681	8.415	8.504	10.421		10.110	11.397	8.052	
Mn	0.231	0.150	0.198	0.203	0.182	0.175	0.255		0.130	0.220	0.181	
Mg	0.034	0.047	0.025	0.000	0.042	0.057	0.052		0.029	0.066	0.045	
Ti	2.700	3.460	3.438	3.423	3.605	3.553	2.542		2.756	2.136	3.774	
Somme	23.963	23.967	23.953	23.897	23.951	23.938	23.955		23.961	23.959	23.970	
Usp(a)	33.44	43.67	43.39	43.34	45.35	44.68	31.42		34.60	25.90	47.61	
Usp(c)	35.66	45.08	44.99	44.80	46.89	46.31	34.08		35.92	28.56	49.11	

Verre

JR02-21A	vtr 86	vtr 87	vtr 92	vtr 94	vtr 99	vtr 103	vtr 104	vbr 106	JR02-21E	vtr 3	vtr 5	vtr 10	vtr 14	vtr 15	vtr 18	vtr 26	JR02-22A	vtr 31	vtr 44	vtr 50	vtr 51	vtr 52	vtr 53	vtr 58
SiO2	76.63	77.22	76.86	76.41	76.53	76.84	76.90	76.21	74.80	75.31	75.30	75.98	75.23	75.36	76.23	76.07	75.71	76.03	76.28	76.50	77.10	75.56		
Al2O3	12.43	12.43	12.51	12.43	12.35	12.46	12.48	12.43	12.41	12.41	12.26	12.37	12.53	12.42	12.65	12.52	12.52	12.41	12.87	12.57	12.59	12.47		
FeO	1.51	1.15	1.49	1.50	1.51	1.49	1.40	0.69	1.45	1.46	1.42	1.49	1.34	1.55	1.26	1.38	1.45	1.46	2.03	1.03	1.52	1.40		
MnO	0.04	0.07	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05		
MgO	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01		
CaO	0.44	0.44	0.45	0.44	0.47	0.46	0.51	0.29	0.44	0.40	0.43	0.44	0.47	0.42	0.34	0.42	0.45	0.43	0.36	0.39	0.46	0.44		
Na2O	2.45	2.48	2.37	2.35	2.35	2.46	2.38	2.14	2.39	2.35	2.30	2.29	2.39	2.32	2.20	2.26	2.37	2.33	2.47	2.54	2.24	2.39		
K2O	4.81	4.76	4.84	4.73	4.75	4.77	4.87	4.80	4.74	4.66	4.72	4.88	4.60	4.71	4.85	4.73	4.77	4.67	4.80	4.79	4.87	4.72		
TiO2	0.11	0.11	0.08	0.10	0.09	0.11	0.09	0.12	0.11	0.09	0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.06	0.09	0.11	0.10		
Total	98.43	98.68	98.65	97.98	98.11	98.62	98.68	96.71	96.38	96.70	96.58	97.56	96.70	96.94	97.67	97.54	97.44	97.48	98.92	97.96	98.96	97.14		

vtr = verre transparent ; vbr = verre brun.

AII-13 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines du *Cerro Divisadero* – (JR03-09, JR04-40)

Feldspaths

	JR03-09										JR04-40												
	fk1 77	fk2 79	fk1 81	fk2 82	fk1 85	fk2 86	fk2 90	fk1 91	fk2 92	fk1 95	fk1 99	fk2 103	fk2 105	fk2 108	fk1 110	fk2 111	fk1 61	fk2 63	fk1 66	fk1 68	fk2 69	fk1 71	fk1 75
SiO2	65.88	66.75	67.12	67.14	66.78	67.50	66.68	66.79	66.94	67.06	65.50	67.28	67.07	66.85	67.18	67.33	64.16	64.44	65.43	64.74	64.19	64.39	64.24
Al2O3	20.51	19.96	19.68	19.81	21.13	19.38	20.92	20.42	20.31	20.75	20.42	19.79	20.57	20.24	19.49	19.93	20.27	20.52	19.56	19.05	20.23	20.67	20.57
FeO	0.19	0.18	0.13	0.16	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18	0.16	0.15	0.15	0.16	0.17	0.14	0.14	0.18	0.19
CaO	1.51	0.93	0.54	0.64	1.70	0.77	1.60	1.39	1.19	1.38	1.63	0.55	1.06	0.92	0.47	0.59	1.44	1.42	1.03	0.57	1.34	1.77	1.55
Na2O	7.46	6.38	5.96	5.90	7.53	6.21	7.88	7.70	7.18	7.48	7.52	6.31	7.24	6.65	5.74	6.10	7.49	7.37	6.28	5.20	7.48	7.84	7.73
K2O	4.45	7.30	8.28	7.90	4.22	7.08	4.09	4.83	5.52	4.91	4.05	7.64	5.60	6.84	8.49	7.82	4.71	4.81	6.02	8.46	5.30	3.94	4.70
Total	99.99	101.50	101.72	101.54	101.54	101.11	101.33	101.32	101.33	101.75	99.30	101.75	101.72	101.69	101.54	101.92	98.23	98.72	98.48	98.15	98.68	98.78	98.99
Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes																							
Si	2.930	2.954	2.970	2.970	2.921	2.987	2.924	2.938	2.947	2.935	2.930	2.969	2.942	2.948	2.979	2.967	2.914	2.912	2.964	2.971	2.912	2.903	2.901
Al	1.075	1.041	1.027	1.032	1.090	1.011	1.081	1.058	1.054	1.070	1.076	1.029	1.063	1.052	1.018	1.035	1.085	1.093	1.044	1.031	1.082	1.098	1.095
Fe	0.007	0.007	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.005	0.005	0.007	0.007
Ca	0.072	0.044	0.026	0.030	0.080	0.036	0.075	0.066	0.056	0.065	0.078	0.026	0.050	0.044	0.022	0.028	0.070	0.069	0.050	0.028	0.065	0.085	0.075
Na	0.643	0.547	0.511	0.506	0.639	0.533	0.670	0.657	0.613	0.635	0.652	0.540	0.616	0.569	0.494	0.521	0.660	0.646	0.552	0.463	0.658	0.685	0.677
K	0.252	0.412	0.468	0.446	0.235	0.400	0.229	0.271	0.310	0.274	0.231	0.430	0.313	0.385	0.480	0.440	0.273	0.277	0.348	0.495	0.307	0.226	0.271
Somme	4.980	5.005	5.006	4.990	4.971	4.974	4.985	4.997	4.987	4.985	4.974	5.001	4.991	5.003	4.999	4.996	5.009	5.003	4.964	4.993	5.029	5.004	5.026
An	7.44	4.41	2.57	3.07	8.37	3.76	7.71	6.61	5.72	6.63	8.15	2.63	5.10	4.37	2.24	2.80	7.00	6.93	5.25	2.82	6.30	8.55	7.35
Ab	66.47	54.52	50.90	51.51	66.96	55.00	68.80	66.10	62.60	65.21	67.79	54.18	62.91	57.03	49.56	52.73	65.79	65.11	58.12	46.96	63.90	68.72	66.19
Or	26.09	41.07	46.54	45.41	24.67	41.25	23.49	27.29	31.67	28.16	24.06	43.19	31.99	38.59	48.21	44.47	27.21	27.96	36.64	50.22	29.80	22.72	26.47

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord et microcristaux ; — même cristal.

Pyroxènes

Titanomagnétite

Verre

JR03-09	py2 76	py2 96	py2 104	JR03-09			JR03-09										JR04-40													
				97	102	106	80	83	88	89	93	98	100	101	109	117	124	125	126	138	139	143	147							
SiO2	49.49	49.36	49.30				SiO2	0.18	0.20	0.18	SiO2	76.11	76.19	76.13	76.35	75.98	76.18	76.42	76.39	75.91										
Al2O3	0.48	0.48	0.45				Al2O3	0.83	0.91	0.99	Al2O3	12.52	12.65	12.64	12.69	12.64	12.58	12.67	12.70	12.44										
FeO	26.69	27.20	27.52				FeO	44.03	41.37	40.02	FeO	1.48	1.51	1.54	1.25	1.39	1.52	1.43	1.48	1.46										
MnO	1.01	0.99	0.97				Fe2O3	36.98	41.93	44.73	MnO	0.03	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.02	0.04										
MgO	2.95	2.75	2.69				MnO	0.81	0.69	0.56	MgO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02										
CaO	19.54	19.64	19.32				MgO	0.11	0.08	0.05	CaO	0.52	0.51	0.44	0.48	0.47	0.53	0.36	0.49	0.46										
Na2O	0.34	0.37	0.34				TiO2	15.48	12.64	11.05	Na2O	2.41	2.58	2.65	2.56	2.53	2.44	2.48	2.35	2.57										
TiO2	0.19	0.19	0.17				Total	98.41	97.82	97.58	K2O	5.19	4.98	4.91	4.93	5.09	5.20	4.97	5.40	5.02										
Total	100.69	100.97	100.76				FS calculées sur la base de 32 oxygènes				TiO2	0.09	0.09	0.10	0.08	0.12	0.09	0.09	0.09	0.09										
FS sur la base de 6 oxygènes							Si	0.054	0.061	0.056	Total	98.37	98.57	98.45	98.41	98.25	98.59	98.48	98.93	98.01										
Si	1.993	1.988	1.992				Al	0.299	0.331	0.360	JR04-40																			
AlIV	0.007	0.012	0.008				Fe2	11.277	10.681	10.376	117	124	125	126	138	139	143	147												
AlVI	0.016	0.011	0.013				Fe3	8.517	9.735	10.429	SiO2	75.19	73.04	74.97	73.21	74.26	74.74	74.56	73.06											
Fe2+	0.899	0.916	0.930				Mn	0.210	0.181	0.146	Al2O3	12.90	13.10	12.76	12.70	12.93	12.82	12.60	12.82											
Mn	0.034	0.034	0.033				Mg	0.051	0.039	0.025	FeO	1.58	2.82	2.20	3.07	2.41	1.97	2.02	2.63											
Mg	0.177	0.165	0.162				Ti	3.564	2.934	2.576	MnO	0.03	0.05	0.03	0.07	0.06	0.03	0.04	0.05											
Ca	0.843	0.848	0.836				Somme	23.972	23.961	23.967	MgO	0.07	0.23	0.12	0.33	0.15	0.12	0.18	0.20											
Na	0.027	0.029	0.027				Usp(a)	44.62	36.70	32.31	CaO	0.31	0.80	0.52	0.90	0.69	0.53	0.68	0.67											
Ti	0.006	0.006	0.005				Usp(c)	46.44	38.46	33.78	Na2O	2.10	1.98	2.12	2.10	2.93	1.97	2.11	2.20											
Somme	4.002	4.009	4.006																K2O	5.61	5.87	5.86	5.67	4.75	5.91	5.84	5.77			
Wo	43.16	43.18	42.64																TiO2	0.62	0.69	0.49	0.65	0.56	0.54	0.42	0.64			
En	9.06	8.41	8.26																Total	98.40	98.56	99.07	98.70	98.74	98.63	98.45	98.03			
Fs	47.78	48.40	49.10																											
Fm	0.84	0.85	0.86																											

py2 = microcristaux (< 300 μ).

AII-14 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines du *Cerro Sarpullido* – (JR04-30A, JR04-34, JR04-37B)

Feldspaths

JR04-30A

	fk2 83	fk2 84	fk1 91	fk2 92	fk2 99	fk2 103	fk1 104	fk2 105
SiO ₂	66.60	67.26	66.90	66.67	67.28	66.51	65.86	66.84
Al ₂ O ₃	19.17	19.30	19.69	19.54	19.55	19.71	20.55	19.53
FeO	0.21	0.20	0.13	0.12	0.25	0.15	0.18	0.15
CaO	0.20	0.18	0.56	0.53	0.20	0.63	1.49	0.66
Na ₂ O	5.97	6.78	5.97	6.12	7.28	6.07	7.26	6.02
K ₂ O	8.07	7.15	7.92	7.72	5.85	7.81	4.66	7.73
Total	100.22	100.87	101.16	100.70	100.41	100.89	99.99	100.92

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.986	2.987	2.971	2.973	2.985	2.964	2.930	2.974
Al	1.013	1.010	1.030	1.027	1.022	1.035	1.078	1.024
Fe	0.008	0.008	0.005	0.005	0.009	0.006	0.007	0.005
Ca	0.010	0.008	0.027	0.025	0.010	0.030	0.071	0.031
Na	0.519	0.584	0.514	0.530	0.627	0.525	0.626	0.519
K	0.462	0.405	0.449	0.439	0.331	0.444	0.264	0.438
Somme	4.998	5.002	4.995	4.998	4.983	5.003	4.976	4.993
An	0.98	0.84	2.68	2.52	0.98	3.03	7.38	3.16
Ab	52.40	58.56	51.97	53.27	64.80	52.53	65.14	52.49
Or	46.61	40.60	45.35	44.21	34.21	44.44	27.48	44.35

JR04-34

	fk2 66	fk1 67	fk1 68	fk2 69	fk2 73	fk2 74	fk1 75	fk2 76
SiO ₂	65.96	66.40	66.19	65.77	65.94	65.96	65.34	66.05
Al ₂ O ₃	19.44	19.54	19.55	19.46	19.49	19.46	19.33	19.40
FeO	0.15	0.14	0.14	0.12	0.17	0.13	0.14	0.14
CaO	0.52	0.56	0.50	0.50	0.53	0.59	0.44	0.43
Na ₂ O	5.06	4.96	4.90	5.02	5.38	4.95	4.75	5.59
K ₂ O	9.40	9.60	9.76	9.68	9.03	9.47	9.92	8.94
Total	100.54	101.20	101.04	100.55	100.52	100.56	99.89	100.56

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.967	2.968	2.965	2.962	2.963	2.966	2.964	2.967
Al	1.030	1.029	1.032	1.033	1.032	1.031	1.033	1.027
Fe	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005
Ca	0.025	0.027	0.024	0.024	0.025	0.029	0.021	0.021
Na	0.442	0.430	0.425	0.438	0.469	0.431	0.417	0.487
K	0.539	0.548	0.558	0.556	0.518	0.543	0.574	0.512
Somme	5.009	5.006	5.010	5.018	5.014	5.005	5.015	5.019
An	2.51	2.66	2.40	2.38	2.50	2.84	2.09	2.05
Ab	43.89	42.83	42.23	43.00	46.34	43.01	41.23	47.73
Or	53.60	54.51	55.37	54.62	51.16	54.15	56.68	50.22

JR04-37B

	fk1 162	fk1 163	fk1 165	fk1 166	fk2 168	fk1 169	fk1 172	fk1 174	fk1 178	fk1 180	fk1 181
SiO ₂	66.77	65.94	65.28	66.60	66.92	65.78	65.83	66.80	66.47	66.71	66.39
Al ₂ O ₃	19.45	19.51	19.98	19.45	19.37	20.16	19.44	19.47	20.03	19.46	19.50
FeO	0.15	0.13	0.14	0.16	0.15	0.17	0.13	0.15	0.14	0.15	0.15
CaO	0.54	0.53	0.72	0.49	0.51	1.28	0.57	0.19	0.96	0.52	0.51
Na ₂ O	5.93	5.00	4.75	5.75	5.93	6.86	6.05	6.14	6.91	6.05	5.25
K ₂ O	8.53	8.50	10.10	8.82	8.70	5.90	8.43	8.40	6.61	8.58	8.27
Total	101.39	99.61	100.97	101.27	101.57	100.16	100.45	101.14	101.12	101.47	100.08

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.970	2.974	2.937	2.969	2.973	2.938	2.959	2.974	2.947	2.967	2.979
Al	1.020	1.037	1.059	1.022	1.014	1.061	1.030	1.022	1.047	1.020	1.031
Fet	0.006	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005	0.006
Ca	0.026	0.026	0.035	0.023	0.024	0.061	0.027	0.009	0.046	0.025	0.025
Na	0.512	0.437	0.414	0.497	0.511	0.594	0.527	0.530	0.594	0.522	0.457
K	0.484	0.489	0.580	0.502	0.493	0.336	0.483	0.477	0.374	0.487	0.473
Somme	5.017	4.968	5.030	5.019	5.021	4.997	5.031	5.017	5.012	5.026	4.970
An	2.54	2.69	3.39	2.27	2.35	6.18	2.63	0.88	4.51	2.41	2.59
Ab	50.08	45.91	40.26	48.65	49.71	59.91	50.78	52.15	58.62	50.51	47.87
Or	47.38	51.40	56.35	49.09	47.94	33.91	46.59	46.97	36.88	47.09	49.55

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord et microcristaux ; — même cristal.

AII-14 : Sonora central – Ignimbrites hypercalcalines du *Cerro Sarpullido* – (JR04-30A, JR04-34, JR04-37B)

(suite)

Fayalite

JR04-34	fa2	
	71	79
SiO ₂	29.97	29.80
Al ₂ O ₃	0.01	0.00
FeO	66.27	66.35
MnO	2.50	2.45
MgO	1.25	1.38
CaO	0.26	0.29
Total	100.26	100.27
FS sur 4 oxygènes		
Si	1.001	0.997
Al	0.000	0.000
Fet	1.852	1.856
Mn	0.071	0.069
Mg	0.062	0.069
Ca	0.009	0.010
Somme	2.996	3.002
Fa	96.75	96.43

fa2 = microcristaux

Pyroxènes

JR04-30A	py2		py1		xc		py2	
	85	88	89	95	96	100	102	
SiO ₂	48.64	49.16	48.99	50.64	50.97	48.99	48.81	
Al ₂ O ₃	0.55	0.43	0.48	3.79	4.13	0.41	0.59	
FeO	27.94	27.47	27.74	8.88	6.36	27.54	28.19	
MnO	1.08	1.08	1.05	0.28	0.15	1.06	1.08	
MgO	2.60	2.73	2.77	15.34	15.25	2.87	2.63	
CaO	19.54	19.41	19.43	19.88	22.30	19.70	18.94	
Na ₂ O	0.36	0.35	0.33	0.36	0.29	0.31	0.37	
TiO ₂	0.21	0.21	0.21	0.83	0.60	0.17	0.18	
Total	100.93	100.85	101.00	100.01	100.06	101.04	100.79	
Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes								
Si	1.972	1.986	1.979	1.882	1.879	1.978	1.979	
AlIV	0.026	0.014	0.021	0.118	0.121	0.020	0.021	
AlVI	0.000	0.007	0.002	0.048	0.058	0.000	0.007	
Fe ²⁺	0.947	0.928	0.937	0.276	0.196	0.930	0.956	
Mn	0.037	0.037	0.036	0.009	0.005	0.036	0.037	
Mg	0.157	0.164	0.167	0.850	0.838	0.173	0.159	
Ca	0.849	0.840	0.841	0.792	0.881	0.852	0.823	
Na	0.028	0.027	0.026	0.021	0.021	0.024	0.029	
Ti	0.006	0.006	0.006	0.023	0.017	0.005	0.005	
Somme	4.022	4.009	4.015	4.024	4.016	4.018	4.016	
Wo	42.65	42.66	42.46	41.1	45.89	42.8	41.67	
En	7.89	8.35	8.42	44.12	43.65	8.67	8.05	
Fs	49.46	49	49.12	14.79	10.46	48.52	50.28	
Fm	0.86	0.85	0.85	0.25	0.19	0.85	0.86	

py1 = phénocristaux ; py2 = microcristaux (< 250 μ) ; Xc = xénolites

JR04-34	py2	
	64	80
SiO ₂	48.35	47.82
Al ₂ O ₃	0.64	0.57
FeO	29.66	29.24
MnO	1.01	0.92
MgO	1.74	1.66
CaO	18.10	18.95
Na ₂ O	0.29	0.33
TiO ₂	0.28	0.30
Total	100.08	99.79

FS sur la base de 6 oxygènes

Si	1.984	1.973
AlIV	0.016	0.027
AlVI	0.015	0.000
Fe ²⁺	1.018	1.009
Mn	0.035	0.032
Mg	0.106	0.102
Ca	0.796	0.838
Na	0.023	0.026
K	0.001	0.002
Ti	0.009	0.009

Somme 4.003 4.018

Wo	40.71	42.28
En	5.45	5.16
Fs	53.85	52.56
Fm	0.91	0.91

Titanomagnétite

JR04-30A	90		101	
	SiO ₂	0.16	0.17	0.15
Al ₂ O ₃	0.62	0.77	1.00	0.84
FeOt	75.04	72.18	77.45	71.89
FeO	46.33	47.99	41.13	46.12
Fe ₂ O ₃	31.90	26.88	40.35	28.64
MnO	1.34	1.47	0.59	0.66
MgO	0.12	0.08	0.12	0.09
TiO ₂	18.41	20.57	12.84	18.62
Total	98.87	97.93	96.17	95.13
Formules structurales calculées sur la base de 32 oxygènes				
Si	0.047	0.051	0.046	0.057
Al	0.221	0.276	0.369	0.311
Fe ²	11.792	12.290	10.795	12.168
Fe ³	7.299	6.190	9.522	6.795
Mn	0.344	0.382	0.157	0.176
Mg	0.054	0.037	0.056	0.043
Ti	4.214	4.738	3.031	4.417
Somme	23.971	23.965	23.974	23.966
Usp(a)	52.37	59.38	38.04	55.89
Usp(c)	54.72	61.50	39.70	57.11

Verre

JR04-30A	vtr		vbr		vja	
	82	87	93	94	97	98
SiO ₂	76.74	75.70	76.76	75.67	77.70	76.60
Al ₂ O ₃	12.02	12.45	12.67	12.36	11.85	12.06
FeO	1.06	1.26	0.34	1.26	0.51	1.38
MnO	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.03
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
CaO	0.15	0.36	0.23	0.41	0.20	0.23
Na ₂ O	2.38	2.35	2.60	2.28	2.45	2.08
K ₂ O	3.96	3.88	3.87	3.82	3.77	4.76
TiO ₂	0.11	0.07	0.10	0.10	0.15	0.18
Total	96.44	96.11	96.60	95.96	96.64	97.31

Vtr = verre transparent ; vbr = verre brun ; vja = verre jaune (trempé ?)

AII-15 : Sonora central – Rhyolites hyperalcalines du *Cerro Sarpullido* – (JR04-25A, JR04-35A) et de la *Sierra San Antonio* (JR04-53)

Feldspaths

JR04-25A

	fk1 117	fk2 118	fk1 124	fk1 126	fk2 127	fk2 128	fk1 129
SiO ₂	66.15	66.79	65.97	66.76	67.40	66.82	67.39
Al ₂ O ₃	19.21	19.42	19.20	19.44	19.74	19.28	19.58
FeO	0.16	0.16	0.20	0.19	0.16	0.15	0.14
CaO	0.34	0.06	0.34	0.37	0.36	0.30	0.31
Na ₂ O	5.84	5.89	5.84	5.84	6.43	5.92	5.89
K ₂ O	8.32	8.54	8.34	8.38	7.63	8.52	8.37
Total	100.01	100.85	99.88	100.98	101.73	100.99	101.68

JR04-35A

	pl1 133	pl2 134	fk1 138	fk1 140	fk1 141	fk2 142	pl1 143	fk1 144	fk1 145	fk1 149
SiO ₂	64.73	64.40	65.62	65.25	64.70	66.11	63.85	65.43	65.70	65.40
Al ₂ O ₃	22.13	22.83	19.62	19.43	20.02	19.95	22.21	19.50	19.77	19.58
FeO	0.21	0.21	0.10	0.12	0.13	0.14	0.21	0.16	0.15	0.12
CaO	3.10	3.61	0.56	0.56	0.89	0.65	3.35	0.64	0.65	0.60
Na ₂ O	7.94	7.99	5.10	4.99	5.39	7.09	7.79	5.09	4.91	5.26
K ₂ O	2.43	1.75	9.38	9.38	8.36	5.23	2.37	9.25	9.34	8.88
Total	100.53	100.78	100.38	99.72	99.49	99.18	99.77	100.07	100.52	99.84

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.978	2.981	2.975	2.976	2.974	2.981	2.980	2.856	2.830	2.957	2.960	2.934	2.963	2.841	2.958	2.952	2.953
Al	1.019	1.021	1.020	1.022	1.026	1.014	1.020	1.151	1.182	1.042	1.038	1.070	1.054	1.165	1.039	1.046	1.042
Fe	0.006	0.006	0.007	0.007	0.006	0.006	0.005	0.008	0.008	0.004	0.005	0.005	0.005	0.008	0.006	0.006	0.005
Ca	0.016	0.003	0.016	0.018	0.017	0.014	0.015	0.146	0.170	0.027	0.027	0.043	0.031	0.160	0.031	0.031	0.029
Na	0.509	0.509	0.511	0.505	0.550	0.512	0.505	0.680	0.681	0.445	0.438	0.474	0.616	0.672	0.446	0.428	0.461
K	0.478	0.486	0.480	0.477	0.429	0.485	0.472	0.137	0.098	0.539	0.543	0.484	0.299	0.134	0.533	0.535	0.511
Somme	5.006	5.006	5.010	5.004	5.003	5.011	4.998	4.977	4.968	5.014	5.012	5.009	4.968	4.980	5.013	4.998	5.000
An	1.64	0.30	1.61	1.75	1.73	1.42	1.50	15.21	17.91	2.69	2.68	4.31	3.29	16.53	3.06	3.14	2.89
Ab	50.75	51.02	50.71	50.52	55.19	50.62	50.91	70.60	71.76	44.03	43.48	47.35	65.12	69.55	44.16	43.04	46.01
Or	47.60	48.68	47.67	47.72	43.08	47.96	47.59	14.19	10.33	53.29	53.84	48.34	31.59	13.92	52.77	53.82	51.09

JR04-53

	fk1 14	pl1 19	fk1 21	fk2 22	pl1 24	pl1 29	pl1 30	pl1 32	fk1 34	pl1 35
SiO ₂	62.78	62.31	62.28	62.44	62.13	62.19	62.89	59.92	62.74	61.39
Al ₂ O ₃	19.32	22.62	19.45	19.23	22.37	22.11	22.19	23.57	19.70	23.19
FeO	0.12	0.21	0.12	0.10	0.18	0.21	0.19	0.17	0.13	0.27
CaO	0.52	4.02	0.56	0.53	3.81	3.70	3.59	5.10	0.64	4.76
Na ₂ O	4.78	8.37	4.73	4.82	8.28	8.28	8.37	7.86	4.69	7.98
K ₂ O	10.22	1.76	9.98	10.00	1.79	1.97	1.98	1.28	9.92	1.37
BaO	1.39	0.15	1.93	1.13	0.18	0.15	0.09	0.33	1.63	0.20
Total	99.13	99.45	99.04	98.25	98.74	98.61	99.30	98.24	99.46	99.15

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.919	2.794	2.908	2.921	2.804	2.812	2.820	2.729	2.908	2.763
Al	1.058	1.195	1.070	1.060	1.190	1.178	1.173	1.265	1.076	1.230
Fe	0.005	0.008	0.005	0.004	0.007	0.008	0.007	0.007	0.005	0.010
Ca	0.026	0.193	0.028	0.027	0.184	0.179	0.172	0.249	0.032	0.229
Na	0.431	0.728	0.429	0.437	0.725	0.726	0.727	0.694	0.421	0.696
K	0.606	0.101	0.594	0.597	0.103	0.114	0.113	0.074	0.587	0.078
Ba	0.025	0.003	0.035	0.021	0.003	0.003	0.002	0.006	0.030	0.004
Somme	5.071	5.023	5.069	5.066	5.015	5.019	5.014	5.023	5.058	5.010
An	2.39	18.87	2.58	2.47	18.13	17.54	16.99	24.33	2.96	22.76
Ab	39.59	71.05	39.46	40.41	71.40	71.07	71.71	67.82	39.41	69.10
Or	58.02	10.08	57.97	57.12	10.47	11.39	11.30	7.85	57.63	8.14

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord et microcristaux ;
—— même cristal.

Fayalite

JR04-25A

	fa1 106	fa1 116	fa2 11	fa2 12
SiO ₂	29.68	29.86	29.52	29.83
Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.00
FeO	67.92	68.15	65.58	65.78
MnO	2.59	2.70	2.13	2.15
MgO	0.07	0.09	1.91	1.94
CaO	0.38	0.35	0.25	0.25

Total 100.66 101.19 99.43 100.01

Formules structurales sur la base de 4 oxygènes

Si	0.998	0.999	0.994	0.997
Al	0.001	0.001	0.000	0.000
Fet	1.911	1.906	1.846	1.838
Mn	0.074	0.077	0.061	0.061
Mg	0.003	0.005	0.096	0.096
Ca	0.014	0.013	0.009	0.009

Somme 3.001 3.000 3.005 3.001

Fa 99.83 99.76 95.07 95.02

fa1 = microcristaux > 300 μ ; fa2 < 300 μ

AII-15 : Sonora central – Rhyolites hypercalines du *Cerro Sarpullido* – (JR04-25A, JR04-35A) et de la *Sierra San Antonio* (JR04-53)

(suite)

Pyroxènes

JR04-25A

	py2 113	py2 114	py2 115	py2 119	py2 120	py2 121	py2 122	py2 123
SiO ₂	47.75	47.54	47.67	46.97	47.79	47.69	47.87	48.88
Al ₂ O ₃	0.39	0.36	0.39	0.38	0.35	0.44	0.33	0.43
FeO	31.35	31.61	31.68	31.28	31.39	31.16	31.45	31.36
MnO	1.02	1.02	1.05	1.02	1.04	0.97	1.01	1.06
MgO	0.08	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.12	0.12
CaO	19.06	18.95	18.88	19.27	19.37	16.96	19.25	19.43
Na ₂ O	0.33	0.39	0.34	0.32	0.36	0.68	0.33	0.34
TiO ₂	0.33	0.31	0.35	0.33	0.32	0.35	0.33	0.36
Total	100.32	100.29	100.46	99.68	100.74	98.35	100.71	101.97

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.981	1.976	1.977	1.967	1.976	2.006	1.979	1.988
AlIV	0.019	0.018	0.019	0.019	0.017	0.000	0.016	0.012
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.022	0.000	0.009
Fe ²⁺	1.088	1.099	1.099	1.096	1.086	1.096	1.088	1.067
Mn	0.036	0.036	0.037	0.036	0.036	0.035	0.035	0.037
Mg	0.005	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.007
Ca	0.847	0.844	0.839	0.865	0.858	0.765	0.853	0.847
Na	0.027	0.031	0.027	0.026	0.029	0.055	0.026	0.027
Ti	0.010	0.010	0.011	0.010	0.010	0.011	0.010	0.011
Somme	4.013	4.021	4.016	4.026	4.019	3.996	4.014	4.005
Wo	42.88	42.51	42.34	43.16	43.19	40.20	43.00	43.26
En	0.25	0.34	0.34	0.34	0.34	0.33	0.37	0.37
Fs	56.87	57.15	57.32	56.47	56.47	59.47	56.62	56.37
Fm	1.00	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99

py2 = microcristaux (< 300 µ).

Magnétite

JR04-53

	2	13	16	17	27
SiO ₂	0.23	0.18	0.26	0.20	0.21
Al ₂ O ₃	0.94	1.01	1.04	1.01	1.03
FeO	47.24	47.87	47.81	47.43	48.83
Fe ₂ O ₃	28.14	29.08	25.71	25.60	24.87
MnO	0.68	0.74	0.45	0.58	0.58
MgO	0.08	0.13	0.03	0.04	0.05
TiO ₂	19.32	19.49	20.03	19.93	20.90
Total	96.64	98.50	95.33	94.79	96.48

Formules structurales sur la base de 32 oxygènes

Si	0.070	0.056	0.081	0.062	0.067
Al	0.345	0.363	0.385	0.378	0.377
Fe ²	12.252	12.185	12.549	12.523	12.666
Fe ³	6.562	6.656	6.069	6.079	5.802
Mn	0.180	0.190	0.120	0.154	0.153
Mg	0.037	0.057	0.015	0.017	0.023
Ti	4.507	4.461	4.728	4.732	4.876
Somme	23.953	23.967	23.946	23.946	23.963
Usp(a)	57.26	56.57	60.55	60.44	62.25
Usp(c)	58.43	57.92	61.23	61.30	63.10

Verre

JR04-25A

	108	109	110	111	112	125	130	131	132
SiO ₂	75.03	75.83	75.19	75.80	75.13	75.09	75.29	74.88	75.28
Al ₂ O ₃	12.15	12.32	12.32	12.23	12.34	12.22	12.17	12.16	12.15
FeO	1.75	1.82	1.78	1.79	1.75	1.93	1.76	1.72	1.78
MnO	0.05	0.03	0.04	0.03	0.05	0.06	0.03	0.03	0.04
MgO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
CaO	0.40	0.07	0.13	0.12	0.67	0.47	0.24	0.40	0.11
Na ₂ O	2.29	1.64	1.87	2.14	2.26	1.94	2.02	2.20	1.83
K ₂ O	4.93	5.85	5.50	4.99	5.25	6.20	5.62	5.26	5.80
TiO ₂	0.17	0.13	0.15	0.16	0.13	0.17	0.17	0.17	0.16
Total	96.77	97.70	96.98	97.25	97.57	98.09	97.31	96.81	97.17

JR04-35A

	137	139	146	147	148	150
SiO ₂	76.23	76.10	76.46	76.10	75.80	75.81
Al ₂ O ₃	12.47	12.51	12.74	12.43	12.43	12.38
FeO	1.66	1.62	0.31	1.60	1.60	1.63
MnO	0.06	0.03	0.02	0.06	0.04	0.04
MgO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
CaO	0.57	0.56	0.25	0.46	0.58	0.60
Na ₂ O	2.26	2.29	2.32	2.35	2.27	2.32
K ₂ O	5.20	4.96	5.35	5.36	5.24	5.22
TiO ₂	0.13	0.14	0.16	0.17	0.13	0.14
Total	98.59	98.22	97.61	98.54	98.10	98.16

JR04-53

	5	7	23	28
SiO ₂	71.22	71.60	72.00	73.66
Al ₂ O ₃	11.80	11.74	12.03	11.72
FeO	1.33	1.27	1.16	1.08
MnO	0.02	0.02	0.04	0.03
MgO	0.01	0.00	0.02	0.02
CaO	0.57	0.53	0.51	0.52
Na ₂ O	2.25	2.07	2.62	1.14
K ₂ O	5.50	6.09	4.46	5.34
TiO ₂	0.11	0.13	0.12	0.07
Total	92.80	93.45	92.95	93.58

AII-16 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines de *San José de Pimas* – (JR04-12B)

Feldspaths

JR04-12B

	fk1 133	fk1 139	fk2 140	fk1 148	fk1 150	fk1 160
SiO ₂	65.70	65.87	66.55	66.49	65.96	65.95
Al ₂ O ₃	19.57	19.66	19.40	20.94	20.50	20.27
FeO	0.14	0.19	0.15	0.19	0.19	0.17
CaO	0.60	0.71	0.59	1.73	1.50	1.25
Na ₂ O	5.06	5.36	5.98	7.65	7.40	7.42
K ₂ O	8.07	8.20	8.18	4.21	5.08	5.59

Total 99.13 99.99 100.85 101.21 100.62 100.65

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.973	2.963	2.971	2.920	2.926	2.931
Al	1.044	1.042	1.021	1.084	1.071	1.062
Fet	0.005	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006
Ca	0.029	0.034	0.028	0.081	0.071	0.059
Na	0.444	0.468	0.518	0.652	0.636	0.639
K	0.466	0.471	0.466	0.236	0.287	0.317

Somme 4.960 4.985 5.010 4.979 4.999 5.015

An	3.09	3.53	2.80	8.39	7.17	5.85
Ab	47.30	48.09	51.16	67.27	63.95	62.93
Or	49.60	48.38	46.04	24.34	28.88	31.22

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord et microcristaux ;

— même cristal.

Pyroxènes

JR04-12B

	py2 144	py2 152	py2 157
SiO ₂	48.09	48.24	48.24
Al ₂ O ₃	0.64	0.51	0.48
FeO	28.19	27.40	27.58
MnO	1.02	1.07	1.03
MgO	2.20	2.78	2.63
CaO	19.31	19.11	19.27
Na ₂ O	0.38	0.33	0.37
TiO ₂	0.25	0.20	0.18

Total 100.09 99.63 99.78

FS sur la base de 6 oxygènes

Si	1.970	1.976	1.976
AlIV	0.030	0.024	0.023
AlVI	0.001	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.966	0.939	0.945
Mn	0.035	0.037	0.036
Mg	0.134	0.170	0.161
Ca	0.848	0.839	0.846
Na	0.030	0.026	0.029
Ti	0.008	0.006	0.006

Somme 4.022 4.018 4.022

Fm 0.88 0.85 0.86

Wo	42.74	42.27	42.57
En	6.77	8.55	8.08
Fs	50.49	49.18	49.35

py2 = microcristaux (< 300 μ).

Titanomagnétite

JR04-12B

	154	156
SiO ₂	0.19	0.21
Al ₂ O ₃	1.10	1.04
FeO	38.92	39.28
Fe ₂ O ₃	47.57	46.67
MnO	0.38	0.52
MgO	0.10	0.07
TiO ₂	9.63	10.12

Total 97.88 97.89

FS sur 32 oxygènes

Si	0.059	0.064
Al	0.400	0.377
Fe ²	10.064	10.153
Fe ³	11.061	10.847
Mn	0.100	0.137
Mg	0.045	0.030
Ca	0.005	0.002
Ti	2.239	2.352

Somme 23.972 23.963

Usp(a)	28.13	29.48
Usp(c)	29.46	30.98

Verre

JR04-12B

	134	136	137	142	143	145	146	147	158
SiO ₂	75.83	76.16	74.85	75.42	75.51	75.27	76.97	75.33	76.01
Al ₂ O ₃	12.17	12.20	12.13	12.18	12.20	12.27	12.40	12.43	12.14
FeO	1.44	1.61	1.50	1.41	1.46	1.41	0.78	1.49	1.47
MnO	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
MgO	0.04	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00
CaO	0.47	0.42	0.43	0.45	0.44	0.47	0.39	0.40	0.45
Na ₂ O	2.29	2.30	1.27	2.11	1.18	1.37	1.91	1.15	2.45
K ₂ O	5.08	5.44	4.42	5.68	3.92	4.40	6.75	3.89	5.27
TiO ₂	0.09	0.11	0.08	0.14	0.08	0.11	0.10	0.10	0.12

Total 97.45 98.32 94.71 97.44 94.86 95.34 99.34 94.86 97.96

AII-17 : Sonora central – Ignimbrites hyperalcalines de la région d'Hermosillo – (H00-01)

Feldspaths

	fk2 4	fk1 5	fk1 6	fk1 11	fk1 12	fk1 16	fk2 17	pl1 24	pl1 25	fk1 26	pl1 27	fk1 28	fk2 29	pl1 30	fk2 31	fk1 37	fk2 40	fk1 42
SiO2	65.68	65.00	65.60	65.75	64.92	66.01	65.91	62.67	61.66	65.34	60.02	65.29	65.60	58.75	65.28	65.33	65.74	65.60
Al2O3	20.48	20.58	20.15	20.41	20.14	20.39	20.22	22.62	23.73	20.18	24.29	20.30	20.13	25.40	20.53	20.14	19.53	19.91
FeO	0.18	0.18	0.16	0.18	0.06	0.16	0.19	0.50	0.43	0.19	0.16	0.20	0.18	0.19	0.19	0.20	0.15	0.17
CaO	1.30	1.37	1.21	1.37	1.20	1.32	1.31	3.87	4.74	1.42	5.74	1.37	1.08	6.93	1.46	1.26	0.55	0.92
Na2O	7.25	6.90	6.78	7.04	6.07	6.79	7.36	7.76	7.68	6.86	7.26	7.08	6.89	6.87	7.01	6.97	5.39	6.93
K2O	4.15	4.49	4.62	4.20	5.50	4.15	4.25	0.95	0.99	4.51	0.77	4.26	4.90	0.60	4.38	4.79	7.86	5.19
Total	99.04	98.50	98.52	98.95	97.99	98.81	99.23	98.37	99.22	98.49	98.24	98.50	98.77	98.75	98.84	98.68	99.22	98.72

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.939	2.929	2.952	2.943	2.947	2.953	2.946	2.816	2.759	2.944	2.716	2.940	2.950	2.655	2.931	2.943	2.972	2.956
Al	1.080	1.093	1.069	1.077	1.077	1.075	1.065	1.198	1.251	1.071	1.295	1.077	1.067	1.353	1.086	1.069	1.040	1.057
Fet	0.007	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006	0.007	0.019	0.016	0.007	0.006	0.008	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.006
Ca	0.062	0.066	0.058	0.066	0.058	0.063	0.063	0.186	0.227	0.068	0.278	0.066	0.052	0.336	0.070	0.061	0.027	0.045
Na	0.629	0.603	0.592	0.611	0.534	0.589	0.638	0.676	0.666	0.600	0.637	0.618	0.600	0.602	0.610	0.609	0.472	0.605
K	0.237	0.258	0.265	0.240	0.319	0.237	0.242	0.054	0.057	0.259	0.045	0.244	0.281	0.035	0.251	0.275	0.454	0.298
Somme	4.954	4.955	4.942	4.944	4.941	4.922	4.961	4.950	4.976	4.950	4.977	4.953	4.957	4.987	4.956	4.964	4.971	4.967
An	6.70	7.11	6.36	7.18	6.41	7.10	6.63	20.32	23.92	7.38	29.00	7.12	5.56	34.52	7.53	6.43	2.79	4.70
Ab	67.76	65.05	64.85	66.66	58.61	66.28	67.65	73.76	70.10	64.67	66.36	66.57	64.34	61.92	65.54	64.44	49.59	63.82
Or	25.54	27.83	29.00	26.17	34.98	26.63	25.71	5.92	5.97	27.94	4.64	26.32	30.11	3.56	26.93	29.13	47.62	31.49

fk1 = phénocristaux cœur ; fk2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pl1 = plagioclase cœur ——— même cristal.

Pyroxènes

	py1 1	py2 2	py1 13	py1 14	py2 15	py1 19	py1 20	py1 21	py1 22	py1 34	py1 38
SiO2	48.17	47.92	48.00	47.86	48.17	47.97	47.13	47.78	48.16	47.78	47.97
Al2O3	0.52	0.43	0.49	0.48	0.45	0.46	0.45	0.53	0.48	0.50	0.53
FeO	28.01	28.05	27.36	28.48	28.25	27.63	27.90	27.76	27.82	28.40	28.49
MnO	0.98	0.99	0.98	1.04	1.04	0.96	0.95	0.93	0.89	1.02	1.11
MgO	2.66	2.86	3.01	2.62	2.61	2.83	2.64	2.62	2.77	2.71	2.75
CaO	19.74	19.39	19.58	19.24	19.19	19.85	19.66	19.67	19.61	19.20	19.08
Na2O	0.31	0.31	0.34	0.34	0.33	0.33	0.36	0.36	0.30	0.33	0.32
TiO2	0.22	0.17	0.18	0.20	0.21	0.21	0.19	0.24	0.19	0.25	0.23
Total	100.60	100.11	99.94	100.24	100.24	100.22	99.29	99.89	100.22	100.19	100.46

Formules structurales sur la base de 6 oxygènes

Si	1.962	1.963	1.964	1.961	1.969	1.960	1.952	1.961	1.967	1.959	1.960
AlIV	0.025	0.021	0.024	0.023	0.022	0.022	0.022	0.026	0.023	0.024	0.026
Fe2+	0.954	0.961	0.936	0.976	0.966	0.944	0.966	0.953	0.950	0.974	0.974
Mn	0.034	0.034	0.034	0.036	0.036	0.033	0.033	0.032	0.031	0.035	0.038
Mg	0.162	0.175	0.184	0.160	0.159	0.172	0.163	0.160	0.169	0.166	0.167
Ca	0.862	0.851	0.858	0.845	0.841	0.869	0.873	0.865	0.858	0.843	0.835
Na	0.024	0.025	0.027	0.027	0.026	0.026	0.029	0.029	0.024	0.026	0.025
Ti	0.007	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.006	0.008	0.007	0.007
Somme	4.030	4.035	4.033	4.034	4.025	4.032	4.044	4.033	4.028	4.035	4.032
Wo	42.84	42.11	42.66	41.88	42.00	43.05	42.87	43.02	42.74	41.79	41.46
En	8.03	8.64	9.12	7.93	7.95	8.54	8.01	7.97	8.40	8.21	8.31
Fs	49.13	49.25	48.22	50.18	50.06	48.42	49.12	49.00	48.86	50.00	50.23
Fm	0.86	0.85	0.84	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86	0.85	0.86	0.86

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = bord et microcristaux (< 300 µ).

Opaques

H00-01				
	9	23	35	39
SiO2	0.16	4.39	0.15	1.33
Al2O3	0.86	0.98	0.85	0.83
FeO	44.46	43.09	45.21	45.07
Fe2O3	33.32	30.70	33.06	30.28
MnO	1.92	0.98	0.74	1.23
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00
TiO2	17.13	16.46	16.95	17.86
BaO	0.51	0.50	0.54	0.54
Total	98.36	97.11	97.50	97.14

F.S. Calculées sur la base de 32 oxygènes

Si	0.050	1.307	0.046	0.408
Al	0.310	0.343	0.310	0.300
Fe2	11.436	10.726	11.736	11.596
Fe3	7.712	6.875	7.722	7.011
Mn	0.500	0.248	0.194	0.321
Mg	0.000	0.004	0.000	0.002
Ti	3.963	3.684	3.957	4.133
Somme	23.971	23.186	23.965	23.772
Usp(a)	49.05	50.86	49.99	53.11
Usp(c)	52.21	52.57	51.22	55.05

verre

	7	8	18	32	33	36	41
SiO2	75.42	75.76	75.60	75.48	74.86	75.55	75.05
Al2O3	12.40	12.27	12.32	12.31	12.28	12.38	12.30
FeO	1.45	1.47	1.61	1.43	1.16	1.46	1.42
MnO	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.02
MgO	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03
CaO	0.46	0.43	0.46	0.37	0.58	0.48	0.42
Na2O	1.65	2.02	1.93	1.97	2.07	2.07	1.99
K2O	4.14	3.81	3.84	3.96	3.89	4.13	3.81
TiO2	0.10	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08
Total	95.69	95.91	95.88	95.68	94.99	96.22	95.13

AII-18 : Sonora central – Basalte sous les ignimbrites hyperalcalines de la région d'Hermosillo – (H99-50)

Feldspaths

	pl1 8	pl2 9	pl1 15	pl2 16	pl3 17	pl1 25	pl1 26	pl2 27	pl3 28	pl1 29	pl1 30	pl2 31	pl1 47	pl1 48	pl2 50	pl3 65	pl3 70	pl1 72	pl1 73
SiO ₂	51.01	52.03	52.34	51.60	55.09	51.69	52.16	58.03	56.15	51.90	51.73	52.56	51.53	51.71	52.37	51.38	58.43	51.38	51.95
Al ₂ O ₃	30.45	29.40	29.26	29.89	27.29	29.84	29.85	25.63	26.68	29.40	29.84	29.42	29.72	30.00	29.29	30.06	25.35	29.88	29.51
FeO	0.62	0.68	0.68	0.65	0.50	0.55	0.53	0.43	0.55	0.59	0.54	0.43	0.62	0.67	0.37	0.72	0.46	0.50	0.54
CaO	13.21	12.07	11.99	12.76	9.67	12.59	12.29	7.44	9.12	12.27	12.61	11.87	12.65	12.85	11.71	12.77	6.86	12.69	12.36
Na ₂ O	3.63	4.24	4.32	4.01	5.62	3.91	4.17	6.35	5.72	4.08	3.99	4.32	3.91	3.86	4.43	3.97	6.69	3.98	4.03
K ₂ O	0.27	0.32	0.34	0.27	0.48	0.29	0.31	0.73	0.59	0.29	0.28	0.33	0.30	0.29	0.33	0.25	0.86	0.27	0.27
Total	99.18	98.73	98.92	99.18	98.65	98.87	99.30	98.61	98.81	98.53	98.98	98.92	98.73	99.38	98.49	99.15	98.65	98.68	98.67

Formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes

Si	2.343	2.394	2.403	2.368	2.519	2.376	2.385	2.633	2.558	2.392	2.376	2.408	2.374	2.368	2.410	2.360	2.649	2.368	2.390
Al	1.648	1.594	1.583	1.617	1.470	1.616	1.609	1.370	1.433	1.597	1.615	1.589	1.614	1.619	1.588	1.627	1.354	1.622	1.601
Fet	0.024	0.026	0.026	0.025	0.019	0.021	0.020	0.016	0.021	0.023	0.021	0.017	0.024	0.026	0.014	0.028	0.017	0.019	0.021
Ca	0.650	0.595	0.590	0.628	0.474	0.620	0.602	0.362	0.445	0.606	0.620	0.583	0.625	0.630	0.577	0.629	0.333	0.627	0.610
Na	0.323	0.378	0.385	0.357	0.498	0.348	0.369	0.558	0.505	0.364	0.355	0.384	0.349	0.342	0.395	0.353	0.588	0.355	0.359
K	0.016	0.019	0.020	0.016	0.028	0.017	0.018	0.042	0.034	0.017	0.016	0.019	0.018	0.017	0.019	0.015	0.050	0.016	0.016
Somme	5.003	5.007	5.007	5.010	5.009	4.999	5.004	4.982	4.995	5.000	5.003	4.999	5.003	5.002	5.004	5.011	4.992	5.007	4.997
An	65.73	60.01	59.34	62.74	47.38	62.92	60.84	37.60	45.22	61.37	62.56	59.13	63.00	63.69	58.21	63.07	34.33	62.81	61.87
Ab	32.68	38.12	38.68	35.67	49.82	35.33	37.32	58.00	51.32	36.88	35.81	38.93	35.23	34.59	39.84	35.45	60.53	35.61	36.49
Or	1.59	1.88	1.97	1.59	2.81	1.75	1.83	4.39	3.46	1.75	1.63	1.93	1.77	1.72	1.95	1.48	5.14	1.59	1.63

fl1 = phénocristaux cœur ; fl2 = phénocristaux bord et microcristaux ; pl3 = microlites ; — même cristal.

Olivines

	ol1 3	ol2 4	ol1 5	ol1 6	ol2 7	ol1 38	ol2 39	ol2 40	ol2 51	ol1 60	ol1 62	ol2 63	ol2 64	ol2 69	ol2 71
SiO ₂	35.02	34.84	34.79	34.58	34.90	34.75	34.47	34.45	34.88	34.79	34.10	34.67	34.52	34.26	34.06
Al ₂ O ₃	0.01	0.05	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02
FeO	38.06	39.07	39.42	38.79	37.70	38.45	38.83	39.70	38.96	40.05	37.88	38.85	38.64	41.78	39.09
MnO	0.76	0.80	0.80	0.81	0.81	0.82	0.82	0.82	0.83	0.81	0.76	0.78	0.77	0.94	0.79
MgO	26.75	25.45	25.37	25.89	26.37	26.12	26.07	25.44	25.49	25.32	27.00	26.16	26.27	23.44	25.52
CaO	0.36	0.37	0.35	0.37	0.42	0.35	0.36	0.37	0.36	0.35	0.36	0.35	0.34	0.39	0.37
TiO ₂	0.06	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.07	0.03
NIo	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.01	0.00	0.03
Total	101.03	100.66	100.84	100.56	100.28	100.57	100.62	100.83	100.55	101.39	100.21	100.89	100.60	100.89	99.90

Formules structurales calculées sur la base de 4 oxygènes

Si	0.980	0.984	0.983	0.978	0.984	0.980	0.975	0.976	0.986	0.980	0.965	0.976	0.975	0.981	0.973
Al	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Fet	0.891	0.923	0.931	0.918	0.889	0.907	0.918	0.940	0.921	0.943	0.897	0.915	0.912	1.000	0.934
Mn	0.018	0.019	0.019	0.019	0.019	0.020	0.020	0.020	0.020	0.019	0.018	0.019	0.018	0.023	0.019
Mg	1.116	1.072	1.069	1.092	1.108	1.098	1.099	1.074	1.074	1.063	1.139	1.098	1.106	1.000	1.087
Ca	0.011	0.011	0.011	0.011	0.013	0.011	0.011	0.011	0.011	0.010	0.011	0.011	0.010	0.012	0.011
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Ni	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Somme	3.018	3.013	3.015	3.020	3.014	3.018	3.024	3.022	3.013	3.017	3.033	3.021	3.023	3.017	3.026
Fo	55.61	53.73	53.43	54.33	55.49	54.77	54.48	53.32	53.84	52.98	55.96	54.55	54.79	49.99	53.77

ol1 = phénocristaux cœur ; ol2 = phénocristaux bord et microcristaux ; — même cristal.

AII-18 : Sonora central – Basalte sous les ignimbrites hyperalcalines de la région d'Hermsillo – (H99-50)

(suite)

Pyroxènes

	py2 10	py1 18	py2 19	py2 20	py1 21	py2 22	py2 23	py2 32	py2 33	py2 53	py2 54	py2 56	py1 57	py2 58	py3 59
SiO ₂	50.75	50.90	51.09	50.80	50.13	50.32	50.65	50.94	50.39	49.99	50.25	47.11	46.96	50.77	50.68
Al ₂ O ₃	1.50	1.63	1.50	1.82	2.46	2.67	1.62	1.61	2.14	3.07	1.42	5.15	5.08	1.72	1.54
FeO	10.51	10.36	10.55	10.71	9.27	8.75	10.86	10.70	10.67	8.68	10.72	9.91	9.64	10.29	10.42
MnO	0.31	0.30	0.32	0.30	0.25	0.21	0.30	0.33	0.32	0.19	0.30	0.18	0.21	0.28	0.30
MgO	13.38	13.61	13.58	13.46	14.92	14.92	13.48	13.73	14.24	15.09	13.57	13.01	12.97	13.73	13.62
CaO	21.19	21.10	21.23	20.89	20.42	20.86	21.06	21.10	20.10	20.86	21.11	21.37	21.43	21.31	21.09
Na ₂ O	0.45	0.39	0.47	0.48	0.30	0.34	0.45	0.49	0.38	0.37	0.53	0.42	0.42	0.46	0.44
TiO ₂	1.11	1.15	1.15	1.40	1.22	1.27	1.23	1.24	1.41	1.18	1.12	2.53	2.47	1.30	1.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.03	0.01	0.04	0.08	0.02	0.00	0.02	0.26	0.01	0.04	0.05	0.03	0.01
Total	99.21	99.49	99.91	99.86	99.00	99.43	99.67	100.14	99.67	99.67	99.03	99.72	99.22	99.89	99.23

Formules structurales calculées sur la base de 6 oxygènes

Si	1.928	1.925	1.926	1.916	1.893	1.890	1.918	1.918	1.901	1.873	1.917	1.785	1.788	1.914	1.923
AlIV	0.067	0.073	0.067	0.081	0.107	0.110	0.072	0.071	0.095	0.127	0.064	0.215	0.212	0.076	0.069
AlVI	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.008	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.015	0.016	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.334	0.328	0.333	0.338	0.293	0.275	0.344	0.337	0.337	0.272	0.342	0.314	0.307	0.324	0.331
Mn	0.010	0.010	0.010	0.010	0.008	0.007	0.010	0.011	0.010	0.006	0.010	0.006	0.007	0.009	0.010
Mg	0.758	0.767	0.763	0.757	0.840	0.835	0.761	0.770	0.801	0.843	0.772	0.735	0.736	0.772	0.770
Ca	0.862	0.855	0.858	0.844	0.826	0.839	0.854	0.851	0.813	0.838	0.863	0.868	0.874	0.861	0.858
Na	0.033	0.029	0.034	0.035	0.022	0.025	0.033	0.036	0.028	0.027	0.039	0.031	0.031	0.034	0.032
Ti	0.032	0.033	0.033	0.040	0.035	0.036	0.035	0.035	0.040	0.033	0.032	0.072	0.071	0.037	0.032
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.008	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000
Somme	4.024	4.021	4.025	4.021	4.028	4.027	4.028	4.029	4.026	4.036	4.039	4.042	4.044	4.028	4.025
Wo	43.92	43.63	43.67	43.33	42.01	42.91	43.40	43.23	41.45	42.77	43.44	45.14	45.44	43.79	43.57
En	38.58	39.15	38.86	38.84	42.70	42.70	38.64	39.13	40.85	43.04	38.85	38.23	38.26	39.25	39.14
Fs	17.51	17.21	17.46	17.83	15.29	14.39	17.96	17.64	17.70	14.20	17.71	16.64	16.31	16.96	17.29
Fm	0.31	0.31	0.31	0.31	0.26	0.25	0.32	0.31	0.30	0.25	0.31	0.30	0.30	0.30	0.31

py1 = phénocristaux cœur ; py2 = bord et microcristaux (< 300 μ).

Amphiboles

	am1 11	am2 12	am1 34	am1 36	am1 41	am1 42	am1 52	am1 55
SiO ₂	44.55	43.24	42.72	42.73	43.26	42.76	43.29	43.03
Al ₂ O ₃	7.96	8.51	8.61	8.79	8.50	8.65	8.51	8.64
FeO	9.92	10.76	10.89	10.61	10.27	10.57	10.81	11.07
MnO	0.15	0.16	0.17	0.14	0.17	0.15	0.15	0.16
MgO	15.41	14.41	14.50	14.80	14.79	14.47	14.64	14.41
CaO	11.07	11.34	11.44	11.45	11.39	11.30	11.18	11.25
Na ₂ O	2.89	2.80	2.74	2.78	2.81	2.73	2.86	2.70
K ₂ O	1.42	1.34	1.39	1.40	1.44	1.37	1.37	1.44
TiO ₂	3.35	4.24	3.91	3.76	3.70	4.39	4.26	4.42
Total	96.72	96.81	96.35	96.46	96.33	96.39	97.08	97.11

Formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes

Si	6.604	6.448	6.414	6.400	6.472	6.404	6.438	6.409
Al ₄	1.390	1.496	1.523	1.552	1.499	1.526	1.492	1.516
Al ₆	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.373	0.476	0.442	0.423	0.416	0.495	0.476	0.495
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ₂	1.249	1.360	1.380	1.342	1.301	1.341	1.363	1.396
Mn	0.019	0.021	0.021	0.018	0.022	0.019	0.019	0.020
T	1.641	1.857	1.843	1.783	1.739	1.854	1.859	1.911
Mg	3.359	3.143	3.157	3.217	3.261	3.146	3.141	3.089
Mg ₄	0.045	0.059	0.089	0.087	0.038	0.083	0.104	0.110
Ca	1.759	1.812	1.840	1.837	1.826	1.814	1.781	1.795
Na ₄	0.196	0.129	0.072	0.076	0.136	0.103	0.115	0.095
Na _A	0.634	0.680	0.726	0.730	0.679	0.689	0.710	0.684
K	0.269	0.256	0.266	0.267	0.275	0.262	0.259	0.274
Na _K	0.902	0.935	0.991	0.998	0.953	0.951	0.969	0.958
CaNa ₄	1.955	1.941	1.911	1.913	1.962	1.917	1.896	1.890
Somme	15.896	15.879	15.928	15.950	15.924	15.881	15.900	15.883
Mg#	73.17	70.19	70.16	71.12	71.72	70.66	70.42	69.62

am1 = phénocristaux cœur ; am2 = bord et microcristaux (< 300 μ).

Phlogopites

	35	37	45	61
SiO ₂	38.48	39.39	39.90	38.64
Al ₂ O ₃	11.78	11.68	11.42	11.63
FeO	9.92	9.77	8.80	9.69
MnO	0.06	0.10	0.06	0.08
MgO	18.30	18.13	19.30	18.45
CaO	0.06	0.04	0.05	0.17
Na ₂ O	0.82	0.80	0.71	0.86
K ₂ O	9.03	9.07	8.84	8.84
TiO ₂	6.53	6.61	5.90	6.52
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	95.00	95.59	94.98	94.89

FS calculées sur la base de 22 oxygènes

Si	5.641	5.721	5.789	5.660
Al ₄	2.035	1.999	1.953	2.008
Al ₆	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	1.216	1.186	1.068	1.187
Mn	0.008	0.012	0.007	0.010
Mg	3.998	3.926	4.174	4.028
Ca	0.009	0.006	0.008	0.026
Na	0.234	0.225	0.199	0.244
K	1.689	1.681	1.636	1.652
Ti	0.720	0.722	0.643	0.718
Cr	0.002	0.002	0.000	0.000
Somme	15.551	15.479	15.477	15.535
Mg#	0.77	0.77	0.80	0.77

AII-18 : Sonora central – Basalte sous les ignimbrites hypercalcalines de la région d'Hermsillo – (H99-50)

(suite)

Magnétites

	24	43	44	74	75
SiO ₂	0.30	0.10	0.07	0.12	0.13
Al ₂ O ₃	2.05	1.74	1.70	2.08	2.07
FeO	48.60	50.04	49.64	49.49	48.82
Fe ₂ O ₃	19.59	21.02	20.87	20.13	21.71
MnO	0.64	0.68	0.71	0.68	0.67
MgO	2.60	2.16	2.17	2.50	2.38
TiO ₂	24.11	24.40	24.25	24.50	23.62
Cr ₂ O ₃	0.58	0.04	0.09	0.06	0.11
Total	98.48	100.19	99.50	99.55	99.50
F.S. Calculées sur la base de 32 oxygènes					
Si	0.088	0.030	0.020	0.034	0.038
Al	0.712	0.600	0.588	0.717	0.713
Fe ₂	11.976	12.228	12.205	12.113	11.961
Fe ₃	4.344	4.620	4.618	4.434	4.786
Mn	0.160	0.169	0.177	0.167	0.167
Mg	1.144	0.942	0.953	1.088	1.041
Ti	5.342	5.362	5.361	5.393	5.204
Cr	0.134	0.010	0.022	0.015	0.025
Ni	0.006	0.010	0.005	0.001	0.006
Somme	23.905	23.970	23.948	23.962	23.939
Usp(a)	68.35	67.54	67.51	68.25	65.78
Usp(c)	73.40	71.92	71.96	73.09	70.82

Ilménites

	66	67
SiO ₂	0.06	0.09
Al ₂ O ₃	0.10	0.12
FeO	39.04	39.14
Fe ₂ O ₃	5.06	4.65
MnO	0.75	0.74
MgO	3.54	3.73
TiO ₂	51.20	51.68
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00
Total	99.78	100.15
F.S. Calculées sur la base de 6 oxygènes		
Si	0.003	0.004
Al	0.006	0.007
Fe ₂	1.608	1.603
Fe ₃	0.188	0.171
Mn	0.031	0.031
Mg	0.260	0.272
Ti	1.896	1.902
Cr	0.001	0.000
Somme	3.992	3.990
Hem(a)	5.5237	5.0807
Hem(c)	4.7148	4.3059