



HAL
open science

Identification, caractérisation et mise en place des gisements d'obsidienne de quatre complexes volcaniques en Anatolie orientale, dans le cadre des études de provenance au Proche-Orient

Anne-Kyria Robin

► **To cite this version:**

Anne-Kyria Robin. Identification, caractérisation et mise en place des gisements d'obsidienne de quatre complexes volcaniques en Anatolie orientale, dans le cadre des études de provenance au Proche-Orient. Géographie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 2017. Français. NNT : 2017PA01H123 . tel-01986159

HAL Id: tel-01986159

<https://theses.hal.science/tel-01986159>

Submitted on 18 Jan 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne

Ecole Doctorale de Géographie de Paris Centre

THESE

Présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITE

Spécialité : Géographie physique – Géomorphologie

Par

Anne-Kyria ROBIN

Identification, caractérisation et mise en place des gisements
d'obsidienne de quatre complexes volcaniques en Anatolie orientale,
dans le cadre des études de provenance au Proche-Orient

Soutenue publiquement le 27/10/2017, devant le jury composé de :

Ebru Akköprü, Maître de Conférences Yüzüncü Yıl University, Van (Turkey) examinatrice

Erkan Aydar, Professeur Université Hacettepe, Ankara (Turquie), rapporteur

Ludovic Bellot-Gurlet, Professeur Université Pierre et Marie Curie, UMR 8233, examinateur

Monique Fort, Professeur émérite Université Paris Diderot, UMR 8586, rapportrice

Catherine Kuzucuoğlu, Directrice de recherche, CNRS UMR 8591, co-directrice

Damase Mouralis, Professeur Université de Rouen, UMR 6662, co-directeur

Remerciements

Une thèse est une aventure scientifique souvent personnelle et indiscutablement humaine. Aussi je souhaite remercier toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à sa réalisation, et m'excuse par avance si je venais à en omettre certaines.

Tout d'abord, je me permets de remercier les membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail de recherche sur les obsidiennes et de prendre le temps de lire ce manuscrit.

Mes remerciements vont en premier lieu à Damase Mouralis et Catherine Kuzucuoğlu qui ont tous deux accepté de co-encadrer ce travail de thèse. Merci pour votre confiance et votre patience tout au long de ces quatre années. Travailler à leurs côtés m'a appris tant sur le plan humain que scientifique. Je tiens également à les remercier du temps pris pour les lectures de ce manuscrit. Je tiens aussi particulièrement à remercier Damase Mouralis de m'avoir permis de découvrir les études de provenance sur l'obsidienne durant le stage de M2 et de poursuivre les recherches dans ce domaine en m'intégrant au programme GeObs durant ma thèse. Grâce à ce programme mes différentes missions de terrain, les colloques et les analyses ont pu être financés. Force est de reconnaître que cela constitue une chance et des tracas en moins.

Je tiens également à remercier Bernard Gratuze de m'avoir accueillie à l'IRAMAT et initiée à l'analyse par LA-ICP-MS. Nos discussions scientifiques depuis le M2 ont toujours été un plaisir et riche d'enseignement. Merci pour ses nombreux conseils et ses encouragements.

Merci à Ebru Akköprü pour l'organisation et toute la logistique des missions de terrain qui sont pour ma part, un facteur essentiel à ce travail. Merci pour nos échanges scientifiques et moins scientifiques. Je lui suis aussi reconnaissante de m'avoir fait découvrir la culture est-anatolienne à travers les moments passés ensemble avec sa famille et ses amies. Teşekkürler. De même je remercie le Professeur Ali Fuat Doğu pour son accueil chaleureux lors de nos séjours en Turquie, ses commentaires initiateurs et sa participation au terrain.

Merci à Korhan Erturaç pour son soutien. Nos discussions franches et directes ont toujours été un grand plaisir et une bouffée d'air, même lorsqu'il me poussait dans mes retranchements ;-). Merci pour les bons moments passés sur le terrain et ailleurs.

Je remercie également Christine Chataigner et Laurence Astruc ainsi que Bastien Varoutsikos pour leurs précieux conseils et leur aide sur les aspects archéologiques. Merci d'avoir su voir le potentiel de ce travail alors qu'il m'arrivait de douter de sa pertinence. Merci aussi à Lamya Khalidi de m'avoir fait confiance et d'avoir accepté de collaborer à la réalisation de mon deuxième article en me confiant les analyses de certains artefacts provenant de ses fouilles ou de celles de ses collègues.

Merci à Sébastien Nomade et Jean-Luc Le Pennec d'avoir toujours été disponibles pour répondre à mes questions et me conseiller.

Bien évidemment je remercie toutes les personnes participant au programme GeObs. Faire partie de ce programme de recherche a contribué à l'enrichissement de mon travail.

Cette thèse n'aurait pu voir le jour si le Laboratoire de Géographie Physique n'avait pas soutenu ma candidature au terme de mon master 2 (Géographie à l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne) à la bourse attribuée par l'Ecole Doctorale « Paris Centre » et financée par l'Université Paris 1 d'octobre 2013 à 2016, et accueilli dans ses locaux. Merci à tous les membres du LGP pour leur accueil, leur bonne humeur et leur bienveillance. Je remercie tout particulièrement Franck Lavigne qui me supporte (dans tous les sens du terme) depuis ma L3 pro et qui m'a encouragée à continuer mes études en master puis en thèse. Merci pour tout. Merci également à Delphine Grancher pour ses bons conseils et bons plans. Je tiens particulièrement à remercier Michelle Pennec pour sa très très grande patience face à mon incompétence des sciences abscondes de l'administration. Merci aussi à Claude Legentil pour nos discussions très souvent engagées autour d'un café que tu sais si bien faire ! Merci de ton soutien et de ton écoute. Il est appréciable d'avoir en face de soi une personne qui apprécie mes traits d'humour souvent noirs et caustiques.

Cette thèse est aussi l'occasion de remercier des personnes qui me sont proches et qui ne comprennent pas toujours ou toujours pas ce que je fais, mais qui malgré tout gardent une oreille et/ou un œil attentifs. Bien que ces personnes n'aient pas besoin de ces lignes pour savoir à quel point je leur suis reconnaissante, je souhaite, ici, le leur dire.

Aussi, je souhaite remercier Anabelle Moati, Maria et Bernard Le Guennec pour leur relecture attentive et leurs précieux conseils.

Pour leur soutien inconditionnel, et tous ce que vous m'avez apporté, ce que vous m'apportez et très certainement ce que vous m'apporterez, merci à Christelle, Christine, Armelle, Ophélie, Caroline et Claire. Merci d'avoir eu la patience de m'écouter parler cailloux, volcans et vicissitudes de la vie de doctorante. Pour les mêmes raisons et pour cette parenthèse à Bora, merci à Julien. De même je souhaite remercier Grégoire et Vincent pour leur soutien et nos discussions scientifiques.

Il y a des personnes « comètes » qui ne font que passer très brièvement dans notre vie mais qui y laissent une empreinte profonde. Tu fais parti de ces rares personnes et à travers ton regard et nos longues discussions mon travail a pris une autre perspective et une autre portée. Merci.

Enfin, merci à Alexis de partager ma vie, de me soutenir, de supporter mes coups de cœur, mes coups de gueule, mes coups de nerfs, mes coups de sang et parfois mon inflexibilité. Promis je serai moins « vulcaine » après ma soutenance. Merci.

Résumé

Les études de provenance sur l'obsidienne se développent depuis 1964 quand ont été publiés les premiers travaux de Renfrew et Cann. Ces deux chercheurs ont démontré que chaque complexe volcanique possède une signature chimique propre permettant l'attribution d'artefacts archéologiques en obsidienne à un complexe volcanique présentant la même signature. Cette attribution fondée sur la géochimie permet d'envisager des routes de diffusion de l'obsidienne soulignant les contacts et les déplacements de populations préhistoriques. De nombreux sites archéologiques situés au Proche-Orient comportent en effet des assemblages lithiques présentant des artefacts en obsidienne. La synthèse dirigée par Cauvin *et al.*, en 1998 suggère, pour le Proche-Orient, deux grandes régions d'approvisionnement en obsidienne : l'Anatolie centrale et l'Anatolie orientale. Or, pour des raisons liées à l'histoire intérieure de la Turquie dans les années 1980-1990, peu de données de terrain ont pu être rassemblées sur les sources d'Anatolie orientale jusqu'à ces toutes dernières années. Pourtant, les comparaisons entre affleurements repérés et prélevés avant les années 1980 montrent déjà clairement l'importance de la région pour les études de provenance d'artefacts collectés lors de fouilles de sites archéologiques en Anatolie orientale (ex : Çayönü, Körtik Tepe etc.), en Syrie (Tell Brak, Tell Zeidan, Khazna) et en Irak (Tell Arpachiyah, Tell Hamoukar, Um Dabaghiyah). Cette thèse, réalisée dans le cadre de l'ANR GeObs dirigée par D. Mouralis (Univ. Rouen, IDEES) en association avec C. Kuzucuoğlu (Univ. Paris 1, LGP) et L. Astruc (Univ. Paris 1, ArScan) et E. Akköprü (Univ. Van, Turquie), se concentre sur quatre régions volcaniques d'Anatolie orientale : le Meydan-Gürgürbaba, le Nemrut, et les massifs de dômes de Solhan et Alatepe. Ce travail de recherche a exploré : 1) l'identification et la caractérisation de plusieurs gisements (= « sources ») d'obsidienne, dont certains inconnus jusque-là ; 2) la discrimination de ces affleurements en fonction de leurs caractéristiques physiques et chimiques ; 3) la reconstitution de leur mode de mise en place lorsque cela a été rendu possible. Notre travail, basé sur l'importance incontournable de la connaissance experte du terrain, constitue une méthode novatrice dans les études de provenance.

Abstract

Obsidian sourcing began in 1964 with studies by Renfrew and Cann. These authors demonstrated that one given volcano there is only one chemical signature. Based on this principle, it is possible to attribute one archaeological artefact to one volcano. This attribution allows then to develop studies on the contacts/exchanges/movements between prehistorical populations which are a key to understand past socio-cultural contexts from the Palaeolithic to the Chalcolithic. Lithic assemblages in archaeological sites in the Near East contain indeed obsidian artefacts. As there is no volcano emplaced south of the Eastern Anatolian highlands, the nearest volcanic areas with obsidian outcrops that would attract near-eastern populations are located in Central and Eastern Anatolia (Cauvin *et al.*, 1998). Taking advantage of the opening of Eastern Anatolia to field researches after 2000, and aiming at collecting scientific field data about obsidian sources in that region (especially on the volcano/outcrop scales geological and geomorphological contexts), the GéObs Project has obtained a 3 to 4 years ANR support for the study of the volcanic regions of Eastern Anatolia. Among these regions, four are concerned by our study: the Meydan-Gürgürbaba, Nemrut, Solhan and Alatepe regions. The ANR project GéObs, led by D. Mouralis (Rouen Univ./IDEES), associated with C. Kuzucuoglu (Paris 1 Univ./LGP) and L. Astruc (Paris 1 Univ./ArScan) enhances: 1) the identification of obsidian outcrops (some of which had not yet been identified), 2) the discrimination of these outcrops according to their characteristics (accessibility and types), 3) the characterization of obsidian glass (micro facies; geochemistry; mineralogy), and consecutive reconstruction of their emplacement modes. This research, based on the necessary completeness of data collection in the field, demonstrates the importance of such a new approach in the domain of “obsidian sourcing” researches.

Définition des termes employés dans la thèse et dans la base de données GeObs

Région volcanique : Il s'agit d'un lieu comprenant le ou les complexes volcaniques étudiés ainsi que les environs immédiats des complexes. La région volcanique porte généralement le nom du complexe étudié. Cette unité spatiale correspond à l'échelle la plus large de la source, définit dans la base de données GeObs.

Complexe volcanique : volcan résultant d'une évolution du type éruptif ou d'un déplacement de la bouche éruptive, les deux processus pouvant être simultanés. Ces volcans présentent des cônes et / ou dômes adventifs.

Dôme : relief ou masse rocheuse – extrusion volcanique- dont la forme générale est hémisphérique.

Event : bouche éruptive.

Affleurement : endroit où l'obsidienne affleure. Il peut être primaire c'est-à-dire en place ou secondaire c'est-à-dire remanié. L'obsidienne n'est pas nécessairement l'élément dominant dans l'affleurement.

Gisement : lieu où l'on rencontre une matière déterminée, ici, l'obsidienne et où cette matière est exploitée, est ici équivalent de source.

Obsidienne : verre volcanique de composition intermédiaire à acide.

Solidus : dans un diagramme composition-température, lieu des points séparant le domaine où la phase solide existe seule de celle où elle coexiste avec une phase liquide.

Liquidus : dans un diagramme composition-température, lieu des points séparant le domaine où la phase liquide existe seule de celle où elle coexiste avec des cristaux.

Cisaillement simple : un niveau géologique soumis à un cisaillement parallèle à l'un de ses côtés, garde une épaisseur constante mais ses flancs non-parallèles au cisaillement s'étirent.

Cisaillement pur : un niveau géologique soumis à un cisaillement pur voit son épaisseur diminuer selon la direction de raccourcissement et s'étire selon la direction d'allongement.

Sommaire

Remerciements	1
Résumé	3
Abstract	4
Définition des termes employés dans la thèse et dans la base de données GeObs	5
Introduction générale	9
PARTIE I : Les contextes d'étude des obsidiennes en Anatolie orientale	13
Introduction du contexte d'étude	14
Chapitre 1 – Contexte des études de provenance de l'obsidienne au Proche-Orient	15
Introduction	15
1. Les études de provenance de l'obsidienne ou <i>obsidian sourcing</i>	15
2. L'Anatolie orientale, une région clé dans <i>l'obsidian sourcing</i>	19
3. L'obsidienne : propriétés chimiques, physiques et utilisations	22
Conclusion.....	32
Chapitre 2 : Contexte géodynamique et volcanologique de l'Anatolie orientale	28
Introduction	28
1. Géodynamique et formation des paysages hérités depuis le Miocène	28
2. Origines du volcanisme est-anatolien.....	31
3. Les centres volcaniques Néogène et Quaternaire des quatre régions volcaniques de cette étude en Anatolie orientale	35
4. Evolution du paysage : les facteurs morphogènes.....	41
Conclusion.....	43
PARTIE II : Methodologie : methodes de caracterisation de l'obsidienne a differentes echelles	44
Introduction de l'approche méthodologique	45
Chapitre 3 : Analyses à partir du terrain : typologie des affleurements d'obsidienne	47
Introduction	47
1. Objectifs de l'étude de terrain	48
2. Protocole d'étude.....	48
Conclusion.....	51
Chapitre 4 : Analyse élémentaire des obsidiennes par LA-ICP-MS	52
Introduction	52
1. But de la méthode.....	53
2. Fonctionnement de l'appareil	53
3. Protocole d'analyse	54
Conclusion.....	56
Chapitre 5 : Analyses pétrologiques et minéralogiques	57

1. Analyses pétrologiques au microscope optique	57
2. Détermination minéralogique par microsonde et analyse sur les verres	62
Conclusion.....	64
Chapitre 6 : Les outils numériques.....	65
1. La base de données GeObs.....	65
2. Statistique, notion de groupes d'obsidienne à l'échelle de l'Anatolie orientale.....	66
Conclusion.....	69
Chapitre 7 – Datation des obsidiennes.....	70
Introduction	70
1. But de la méthode.....	70
2. Principe de la méthode	70
3. Protocole d'analyse pour les obsidiennes.....	71
Conclusion.....	72
PARTIE III : Résultats et interprétations par régions volcaniques : du complexe volcanique à l'échantillon d'obsidienne	73
Chapitre 8 - Le complexe volcanique du Meydan, focus sur le dôme du Gürgürbaba	75
Introduction	75
1. Contexte géologique locale du complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba : état de l'art... 76	76
2. Identification et caractérisation des affleurements d'obsidienne.....	81
3. Caractéristiques physiques des obsidiennes du Gürgürbaba et mode de mise en place	85
4. Signature chimique des obsidiennes du Meydan.....	94
5. Datation absolue par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	98
Conclusion.....	100
Chapitre 9 - Le complexe volcanique du Nemrut.....	102
Introduction	102
1. Géologie du Mont Nemrut et occurrence des obsidiennes : état de l'art.....	102
2. Affleurements et faciès des obsidiennes du Nemrut	109
3. Faciès macroscopique et microscopique des obsidiennes du Nemrut	117
4. Datation de l'obsidienne de l'affleurement de Sıcaksu	128
5. Les obsidiennes peralcalines du Nemrut	128
Conclusion.....	132
Chapitre 10 - Les montagnes de Solhan dans la province volcanique de Bingöl	136
Introduction	136
1. Les montagnes de Solhan	137
2. Formation des montagnes de Solhan	139
3. Origine du magma	140

4. Les gisements d'obsidienne.....	141
5. Caractéristiques physiques des obsidiennes de Solhan	144
6. Datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	149
7. Mise en place des affleurements d'obsidienne	150
8. Caractéristiques chimiques des obsidiennes de Solhan	151
Conclusion.....	154
Chapitre 11 – Le massif d'Alatepe dans la région volcanique de Bingöl	156
Introduction	156
1. Géologie de la région d'Alatepe.....	157
2. Origine du magma	159
3. Les affleurements d'obsidienne.....	159
4. Caractéristiques des obsidiennes d'Alatepe	166
5. Datations des obsidiennes par la méthode Ar/Ar	170
6. Mise en place des affleurements d'obsidienne	170
7. Caractéristiques chimiques des obsidiennes d'Alatepe	171
Conclusion.....	175
PARTIE IV : Discussion sur l'attribution d'un jeu d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques et modalités de mise en place de ces gisements	177
Introduction aux discussions	178
Chapitre 12 – Attribution d'un set d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques étudiés	179
Introduction	179
1. Hypothèses sur les gisements à partir d'une approche intégrée terrain/laboratoire	180
2. Le jeu de données des artefacts archéologiques	190
3. Comparaison des signatures chimiques et attribution aux gisements.....	191
4. Discussion sur la méthode d'attribution et apport de l'approche intégrée	199
Conclusion.....	202
Chapitre 13 – Contexte d'affleurement et caractéristiques des obsidiennes : des indices pour la compréhension des modes de mise en place	203
Introduction	203
1. Types de gisement exploitable et reconstitution des modes de mise en place	204
2. Caractéristiques microscopiques des obsidiennes	205
Conclusion.....	212
Conclusion générale	214
Bibliographie.....	219
Liste des illustrations.....	243

Introduction générale

Cette étude s'inscrit dans le premier volet du projet de recherche GéObs (dir. D. Mouralis, associé à C. Kuzucuoğlu, Astruc et E. Akköprü), projet soutenu par l'ANR, le CNRS, les universités (Universités Rouen et de Paris 1) et les laboratoires participants (IDEES, LGP, ArScan), ainsi que par l'Université de Van (Ali Fuat Doğu, Département de Géographie) en Turquie. Ce projet regroupe différentes disciplines : géomorphologie, chimie, archéologie, datations ...). Il vise à renseigner de façon exhaustive et à plusieurs échelles (volcan, événement, gisement, affleurement) les sources d'obsidienne en Anatolie orientale et à construire une base de données intégrant les données « amont » (géologie, géomorphologie) et les données « aval » (artefacts relevés en site et en position chronostratigraphique), à partir desquelles seront étudiées des routes de diffusion de la ressource et de la gestion de territoires (accès aux gisements d'obsidienne et corridors de diffusion).

Les obsidiennes sont des verres volcaniques naturels de composition intermédiaire à acide se formant dans différents contextes géodynamiques. La formation d'obsidienne ne dépend pas tant de la chimie du magma que des conditions locales de mise en place des produits volcaniques émis (Poidevin, 1998). Ces obsidiennes, comme d'autres roches, ont constitué une ressource pour les populations du Proche-Orient, qui l'ont utilisée pendant la Préhistoire (du Paléolithique au Chalcolithique) pour la confection d'outils, voire d'objets de prestige (Chalcolithique, Age du Bronze) (Decourt, 1998). Dans les régions d'Anatolie, du Caucase et du Proche-Orient, les sites archéologiques de ces périodes ont livré de nombreux artefacts archéologiques en obsidienne qui attestent d'une diffusion du matériau des gisements vers les sites archéologiques. Retracer les routes de diffusion permet aux archéologues de déterminer les aires de contact et d'échanges entre les populations anciennes au Proche-Orient (Astruc, 2002), et d'en évaluer les dimensions sociales et économiques, ainsi que leur rôle dans les rapports culturels inter-régionaux. Ce questionnement archéologique a permis l'émergence du champ de recherche des études de provenance (*obsidian sourcing*) dont le but est d'attribuer aux artefacts retrouvés dans divers sites archéologiques une source géologique.

Les études de provenance de l'obsidienne sont fondées sur un principe fort qui attribue à un volcan une signature chimique qui lui est propre (Cann et Renfrew, 1964). A partir des analyses géochimiques, il a été possible d'attribuer des artefacts archéologiques à une source, généralement le volcan, située souvent loin du site archéologique concerné. Or, les études menées sur le Göllüdağ en Anatolie Centrale (Mouralis, 2003 ; Binder *et al*, 2011 ; Erturaç *et al*, 2012) ainsi que celles menées sur le massif d'Arteni en Arménie (Keller, 1990 ; Keller *et al* 1996, Poidevin 1998 ; Chataignier et Gratuze, 2013 ; Robin, 2013) montrent la complexité de la tâche lorsque l'on évoque la question des sources d'obsidienne. Celles-ci peuvent, en effet, se rattacher à différentes échelles spatiales (de la région volcanique à l'affleurement) et temporelles, voire à un groupe chimique sans origine connue mais identifié seulement sur la base de l'analyse d'artefacts.

Jusqu'à présent l'identification et la caractérisation de ces sources n'ont dépendu que de cette signature chimique et ont été généralement déconnectées du contexte de terrain (contextes géologiques et géomorphologiques), souvent peu travaillé notamment en Anatolie orientale où le terrain a longtemps été inaccessible aux chercheurs du fait de l'insécurité régionale. Or, contextualiser en même temps affleurements et analyses géochimiques apporte du sens à la notion de sources. Ainsi, les modalités de formation et de mise en place des obsidiennes sont à l'origine d'une variabilité géochimique observable au sein d'un même gisement, ainsi que de différences dans la pétrologie entre gisements. Notre travail, dont le premier objectif a été de contextualiser sur le terrain les affleurements d'obsidienne et d'associer à ces contextes les signatures géochimiques et physiques de la roche, a également permis d'élargir l'obsidienne-sourcing à quatre clés de lecture permettant de définir l'exploitabilité de l'affleurement. Ces critères sont l'accessibilité, l'extractibilité, la qualité et la quantité (ou disponibilité). Ainsi, l'étude des contextes géomorphologique et volcanologique de ces affleurements a apporté une connaissance experte du terrain où se situent les gisements d'obsidienne, tout en en précisant leur accessibilité, extractibilité, qualité et quantité.

Pour atteindre le premier objectif (identifier et caractériser les affleurements d'obsidienne), nous nous sommes interrogés sur :

- 1) la définition scalaire de la source (en suivant le « downscaling » du « complexe volcanique », à affleurement »)¹
- 2) la pertinence de l'utilisation des faciès et des caractéristiques pétrographiques pour discriminer un gisement.

Pour atteindre le second objectif (modes de mise en place des obsidiennes), il a été nécessaire de s'interroger sur :

- les relations entre modes de mise en place de l'obsidienne et la qualité de la roche en vue de son utilisation pour la taille d'artefacts/objets. En particulier : est-ce que les modes de mise en place détermineraient la qualité de la ressource ?

Pour répondre à ces trois questions, une méthodologie innovante dans le domaine des études de provenance, a été mise en place. Cette méthodologie repose sur la pluridisciplinarité des méthodes d'analyse (fig.1). Outre la méthode usuelle d'analyse géochimique, l'analyse de terrain à différentes échelles (du complexe volcanique à l'affleurement d'obsidienne) représente un apport essentiel à l'interprétation des données et à la discrimination des affleurements. Des analyses complémentaires en laboratoire, empruntées aux études géologiques (pétrologie et minéralogie), ont été employées. En outre, les échantillons ont été replacés dans un cadre chronologique grâce aux méthodes de datations relatives (étude stratigraphique, contexte géologique) et absolues (datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

¹ Ces termes, définis pour être utilisés sans confusion dans la base de données GéObs, sont explicités page 5.

Une attention particulière est donnée aux méthodes de terrain et aux analyses pétrologiques qui constituent la particularité de ce travail dans les études de provenance.

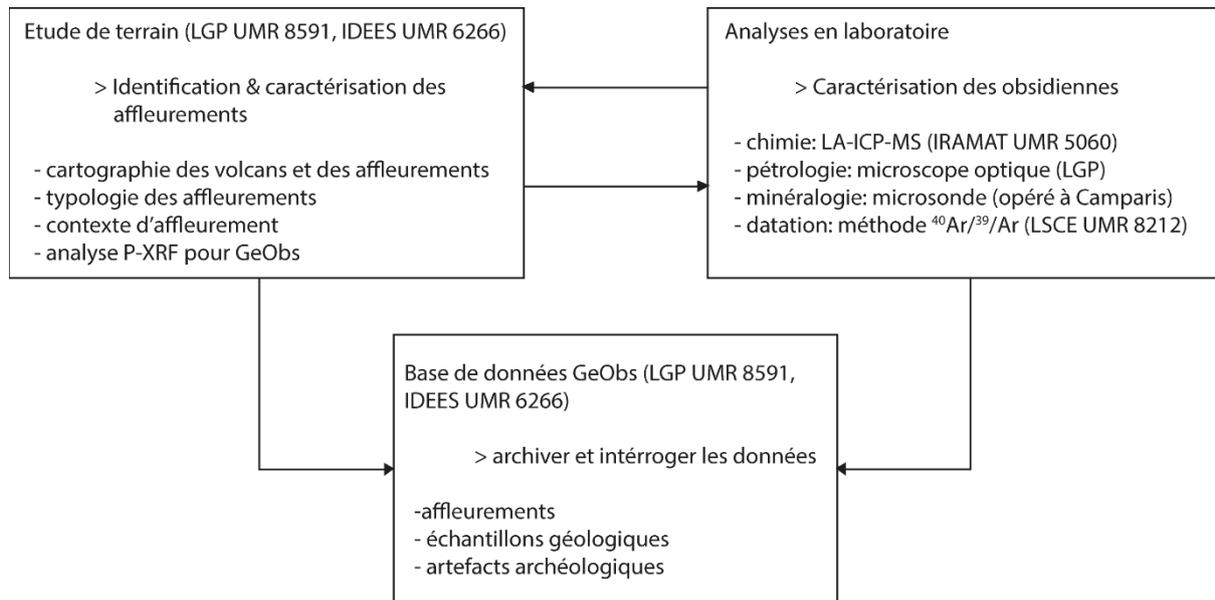


Figure 1: Organigramme de l'approche méthodologique développée dans la thèse

Ce travail de recherche multi-scalaire, qui développe une approche combinée de terrain et de laboratoire, répond au besoin des études pluridisciplinaires attachées à l'identification de provenances, en particulier celles d'obsidiennes. En effet, lorsque l'étude des obsidiennes entre dans le champ de recherche de la géologie, elle est essentiellement abordée sous le prisme de la magmatologie ou de la volcanologie. De même, les études archéologiques abordent l'analyse des artefacts archéologiques sous le prisme de la technologie, et depuis les années 1960 sous celui de la provenance via la géochimie. La prise en compte de la nécessité d'un lien entre études géologiques de l'obsidienne et études archéologiques sur l'utilisation de l'obsidienne, est récente (Cauvin *et al.*, 1998) et les études dites « de provenance », tendent depuis les années 2010 à se généraliser de plus en plus. Ce que GéObs apporte à cette dynamique, et une approche géographique qui complète les apports des sciences de la Terre et des sciences humaines à cette problématique, jouant ainsi un rôle d'interface entre les deux domaines disciplinaires (Mouralis, 2016).

Nous avons conscience que ce travail de recherche ne prend pas en compte tous les aspects géomorphologiques, notamment en ce qui concerne les dynamiques d'évolution post-refroidissement des complexes volcaniques, et qu'il s'attache à la morphologie structurale des gisements. Cette thèse fait donc l'hypothèse forte que les affleurements d'obsidienne actuellement observés et / ou accessibles étaient observables et /ou accessibles aux périodes Paléolithique, Néolithique, Chalcolithique et de l'Age du Bronze, à moins qu'une modification récente du contexte d'accessibilité soit rendue évidente par le terrain (*i.e* ouverture d'une carrière actuelle, comme dans à l'Est du volcan Meydan).

Quatre parties structurent cette thèse : (1) la contextualisation de cette étude centrée sur quatre complexes volcaniques en Anatolie orientale qui présentent des affleurements d'obsidienne ; (2) la présentation des méthodes et protocoles d'analyses utilisés lors de ce travail ; (3) la restitution des données, en produisant une interprétation par région volcanique; (4) la discussion des résultats.

La première partie est constituée de deux chapitres portant, d'une part sur le contexte scientifique des études de provenance des obsidiennes au Proche-Orient et, d'autre part sur le contexte géodynamique de l'Anatolie orientale. Le premier chapitre a pour but d'apporter des éléments de réponse au questionnement archéologique sur les contacts entre les populations, au travers de la circulation de matériaux lithiques dont l'obsidienne fait partie. Dans ce chapitre sont explicités (1) le choix, dans le cadre du projet GeObs, des quatre terrains d'étude de cette thèse et (2) l'intérêt et les propriétés du matériau obsidienne dans le cadre des études de provenance. Le deuxième chapitre retrace l'histoire géologique de l'Anatolie orientale depuis le Miocène supérieur, date à partir de laquelle la majeure partie des structures géologiques actuelles (tectonique –soulèvement, failles, remplissages de bassins, volcanisme) se sont mises en place. C'est au cours de cette histoire géodynamique, récente à l'échelle des temps géologique, que les complexes volcaniques à obsidienne se sont formés.

La partie méthodologie (seconde partie) détaille les méthodes d'analyse utilisées. Chaque chapitre présente les méthodes par type (terrain, chimie, pétrologie, outils numériques et datations). Le but de chaque méthode, le protocole d'analyse et le type d'appareil utilisé sont renseignés.

La troisième partie s'organise en quatre chapitres qui concernent les résultats et l'interprétation des résultats par complexe volcanique : Meydan-Gürgürbaba, Nemrut, Solhan, Alatepe.

La quatrième partie comporte deux chapitres de discussion. Le chapitre 12 s'appuie sur les quatre chapitres précédents qui ont présenté les résultats par complexe volcanique, pour identifier les « affleurements » qui seraient les meilleurs candidats à une exploitation par les populations. Les « gisements » qui en sont déduits sont confrontés aux résultats obtenus par l'analyse chimique et statistique des artefacts comparés aux « affleurements ». Ce chapitre permet de valider l'approche terrain-laboratoire comme méthodologie et d'en montrer les apports dans le contexte des études de provenance. Enfin le dernier chapitre (chapitre 13) se propose de discuter la mise en place d'obsidiennes exploitables dans le cas où elles ont été formées lors d'écoulements pyroclastiques ponceux densément soudés.

PARTIE I :

Les contextes d'étude des obsidiennes en Anatolie orientale

Introduction du contexte d'étude

Les études de provenance ont débuté au début des années 1960, en ayant pour contexte scientifique la volonté de répondre à un questionnement archéologique. La circulation de matériaux lithiques, de leur gisement aux sites archéologiques, témoigne de mouvements, et éventuellement de contacts, entre populations. Les matériaux circulant peuvent être bruts, semi-travaillés ou entièrement travaillés. Depuis le début des travaux concernant la provenance de l'obsidienne au Proche-Orient, le terme de « source » est employé au dépend de celui de gisement. Or, le terme « source » regroupe différentes idées dont l'échelle géographique varie de la région volcanique à l'affleurement. Il lui arrive aussi de désigner un groupe chimique sans attribution géographique car uniquement identifié par l'analyse géochimique d'artefacts archéologiques (et non d'une roche *in situ*). Pour éviter toutes ambiguïtés, le terme de « source » sera ici défini comme un objet dont l'échelle spatiale doit être la plus fine possible et donc limitée dans un espace géographique le plus local possible. Il est donc nécessaire de contextualiser géographiquement et géologiquement ces espaces « sources ».

Dans cette première partie, nous nous proposons dans un premier chapitre 1) de présenter le contexte scientifique des études de provenance sur l'obsidienne, 2) de préciser le choix de la région d'étude (l'Anatolie orientale) et 3) de définir l'objet de l'étude, ici l'obsidienne.

Un second chapitre est consacré au contexte géologique de mise en place des régions volcaniques de la région Est-Anatolienne en présentant 1) le contexte géodynamique régional, 2) les différents modèles proposés pour expliquer l'origine et l'évolution de ce volcanisme, 3) les modes de construction/déconstruction des complexes volcaniques, et 4) la contribution des mécanismes endogènes et exogènes à la dynamique d'évolution des paysages.

Chapitre 1 – Contexte des études de provenance de l’obsidienne au Proche-Orient

Introduction

Comme beaucoup d’autres matériaux (jade, coquillages, métaux...), l’obsidienne a fait l’objet d’une diffusion, depuis le gisement d’où elle est extraite jusqu’aux sites d’utilisation. Cette circulation pose le problème de l’identification exacte des gisements, des modalités de transport et de la signification économique, sociologique voire symbolique du matériau (Cauvin 1998). En effet, l’étude de la circulation de l’obsidienne au Proche-Orient a vite révélé sa capacité à renseigner le fonctionnement des sociétés (réseaux d’échange, routes de diffusion des matériaux et modes de contacts entre populations éloignées). Cependant, les réponses à ces questions nécessitent une identification précise.

Les recherches sur les obsidiennes datent des années 1840, avec les travaux d’Hamilton (1842) sur la volcanologie de l’Anatolie centrale d’une part, et, d’autre part ceux de Squier et Davis (1848) sur les sites archéologiques de la vallée du Mississippi (Etats-Unis). Les études issues de ces deux disciplines – volcanologie et archéologie – sont menées en parallèle jusqu’au début des années 1960 (Cauvin, 1998). C’est en 1964, avec les travaux de Cann et Renfrew, que les études de provenance de l’obsidienne fixent le cadre actuel en intégrant différentes disciplines, d’abord la chimie et l’archéologie (Cann et Renfrew, 1964) puis la volcanologie et la géologie (Cauvin *et al.*, 1998), la radio datation (Keller et Seifried, 1990 ; Poidevin, 1998) et la sociologie (Carter, 2011).

Ce chapitre concerne la présentation de l’évolution de ces travaux, et est structuré en trois parties. La première partie est consacrée aux études de provenance présentant le questionnement archéologique sous-jacent et le principe de l’*obsidian sourcing*, ainsi qu’une définition du terme de « source », qui dans la littérature renvoie à différents objets. La deuxième partie explique l’intérêt de la région d’étude (l’Anatolie orientale). Enfin une troisième partie présente l’objet d’étude : l’obsidienne.

1. Les études de provenance de l’obsidienne ou *obsidian sourcing*

Les études de provenance sont apparues dans les années 1960 motivées par un questionnement archéologique portant sur les dynamiques de contacts entre les sociétés préhistoriques. En effet, le transfert de l’obsidienne est un marqueur de contacts et d’échange entre populations éloignées, d’autant plus lorsque l’objet travaillé se retrouve dans des sites archéologiques éloignés des régions volcaniques où l’obsidienne se forme et se trouve. L’échange et le transport de l’obsidienne sous forme brute ou façonnée se matérialisent par des corridors de diffusion qui relient gisements et sites archéologiques. Le lieu d’approvisionnement interroge donc la notion de sources, terme polysémique qui regroupe actuellement différentes idées.

1.1. Le questionnement archéologique

Selon Carter (2014), les études de provenance permettent d'interroger une complexité sociale et d'anciens modes de comportement qu'il aurait été impossible d'appréhender autrement. La localisation du lieu d'approvisionnement de la matière première, ici l'obsidienne, permet de retracer les routes de diffusion de ce matériau, du gîte aux sites archéologiques (Chataigner, 1994). Ces trajectoires de diffusion renseignent sur l'utilisation de l'espace et la gestion du territoire en mettant en lumière les aires d'influences et d'échanges (matériel et culturels) sur une ou plusieurs périodes données.

Cette démarche a mis en évidence une diffusion du matériau sous forme brute ou travaillée sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres (fig.1) (Chataigner, 1998). Cette diffusion de l'obsidienne à partir de plusieurs régions-sources souligne les liens entre des populations éloignées et aux modes de subsistance différents, qui ont généré alors des contacts interculturels (Renfrew, 1969 ; Binder, 2005).

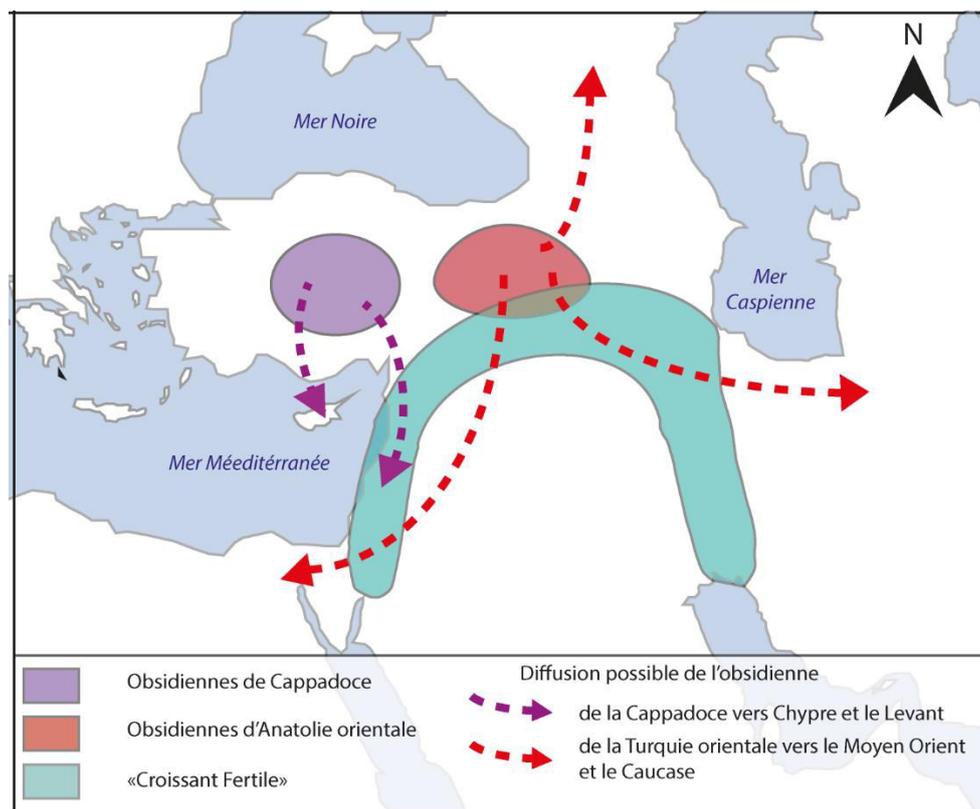


Figure 1: Carte schématique de diffusion de l'obsidienne depuis les grandes provinces volcaniques anatoliennes vers les grandes zones culturelles au Proche-Orient et la Méditerranée orientale (modifié d'après Chataigner, 1998). (Note : l'extension des zones sources est exagérée dans le dessin)

Les routes de diffusion mettent également en évidence des couloirs de déplacement des populations (Cauvin, 1998) et plus indirectement les technologies associées à ces déplacements. Ainsi, les obsidiennes du domaine égéen ont circulé entre les îles d'Antiparos, de Mélos, des Cyclades, du Dodécanèse, de Chypre et des côtes anatoliennes et levantines, durant le Néolithique, révélant

indirectement l'existence d'une technologie navale à cette période (Perlès, 1990 ; Poupeau *et al.*, 2010 ; Freund, 2013).

1.2. Principe de l'*obsidian sourcing*

Cann et Renfrew (1964) fondent les études de provenance de l'obsidienne sur le principe géochimique qui stipule qu'à chaque volcan correspond une signature chimique qui lui est propre. L'obsidienne, verre volcanique obéit à ce principe. Il est donc possible d'attribuer à un artefact archéologique en obsidienne le volcan dont le matériau est issu, si la signature chimique du volcan source est connue. Pour se faire, Cann et Renfrew (1964) comparent les compositions chimiques d'artefacts archéologiques aux compositions chimiques d'obsidiennes prélevées en contexte volcanologique connu.

Cette méthode permet de repérer des groupes géochimiques qui renvoient à des espaces géographiques spécifiques. Néanmoins, pour être solide, cette méthode nécessite une bonne connaissance des régions volcaniques et des volcans concernés. Or, cette connaissance n'est pas toujours acquise. De ce fait, il arrive que (1) des artefacts archéologiques en obsidienne peuvent ne pas trouver d'attribution et (2) des attributions soient incertaines. Ainsi, il existe un groupe chimique, défini dans des artefacts archéologiques, sans source, c'est-à-dire sans lieu d'approvisionnement connu.

De plus, il est nécessaire de bien distinguer les termes de groupe chimique et « source », qui sont parfois utilisés comme synonymes, alors qu'ils n'impliquent pas les mêmes questionnements. Le premier terme interroge la géochimie (variabilité chimique du groupe, un ou plusieurs gisements sur un même complexe volcanique), alors que le second naît du questionnement géographique et historique sur l'approvisionnement et la diffusion (routes et modes de transport) de la matière première.

1.3. Définition du terme « source »

La notion de source, dans les études de provenance, n'est pas toujours clairement établie. En effet, il n'est pas rare de voir le terme de source se substituer à celui de groupe chimique (Renfrew, 1966 ; Poidevin, 1998), alors qu'aucun espace géographique n'est évoqué. Or, la source d'une matière première renvoie au lieu d'approvisionnement, donc à un gisement inscrit dans un espace géographique. La source doit donc être avant tout un espace fini, limité spatialement. Elle peut être aussi limitée temporellement (recouvrement par d'autres produits volcaniques, épuisement du stock disponible...).

Le lieu d'approvisionnement ou « la source », englobe plusieurs échelles : un affleurement, une coulée, un dôme, un complexe volcanique, une région volcanique (occupée par plusieurs complexes volcaniques) (Cauvin *et al.*, 1986 ; Poidevin, 1998 ; Chataigner, 1998). Le questionnement induit par

les études de provenance peut impliquer un niveau de précision auquel le terme de source, tel qu'il est utilisé, ne permet pas de répondre, dans la mesure où l'échelle du lieu d'approvisionnement n'est pas déterminée avec précision.

Il existe donc une échelle spatiale de la source qu'il convient de définir et de préciser d'un point de vue sémantique. De l'échelle spatiale la plus large à la plus fine, notre étude distingue (fig.2):

- (1) la région volcanique
- (2) le complexe volcanique construit par un ensemble d'événements rattaché à une même chambre magmatique
- (3) l'événement est la bouche éruptive ou la fracture par laquelle les produits volcaniques sont émis
- (4) l'unité volcano-stratigraphique (coulée, dépôt) contextualisée selon le mode et la chronologie de mise en place
- (5) l'affleurement

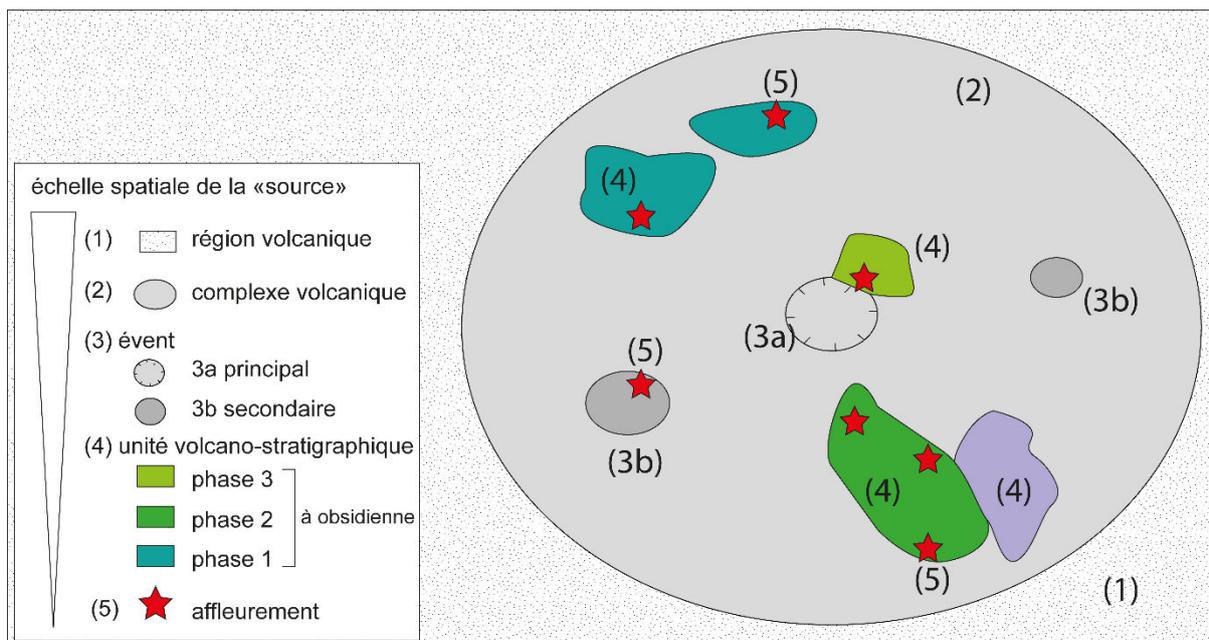


Figure 2: Emboîtement des échelles spatiales de la « source » primaire (échantillon d'obsidienne en place), de la région volcanique à l'affleurement

La « source », en tant que gisement, correspond aux deux échelles les plus fines (l'unité volcano-stratigraphique et l'affleurement). Elle est caractérisée par une emprise spatiale mais aussi par un contexte géologique et morphologique qui détermine le mode d'affleurement (tab.1). Ce dernier peut être en situation primaire ou secondaire. L'affleurement primaire se compose de deux modes : autochtone et sub-autochtone. En effet, la position primaire d'un affleurement concerne une formation en place (*in situ* ou autochtone) ou démantelée mais proche de son lieu de mise en place (sub-autochtone). L'affleurement secondaire (allochtone) concerne des formations où l'obsidienne a été transportée et déposée dans un environnement autre que celui de sa formation.

Une source d'obsidienne est donc définie par : 1) une échelle spatiale, 2) un type de formation auquel l'obsidienne est associée (mode de mise en place et mode d'affleurement) et 3) une composition chimique. Un gisement s'inscrit aussi dans le temps : une formation à obsidienne peut avoir été mise à l'affleurement un certain temps après sa mise en place (érosion, destruction partielle lors d'une éruption) ou au contraire être recouverte par des dépôts ultérieurs issus, soit de l'activité d'un volcan (coulée, dépôt pyroclastique) soit de l'activité tectonique (jeu des failles), soit de processus d'érosion (éboulements, colluvions...) ou bien encore par des phénomènes anthropiques (excavation, épuisement de la ressource).

	Situation		Contexte de mise en place	Type d'affleurement	
affleurements	primaire	mode autochtone	dôme/ dôme-coulée	bancs, lits, nodules, marekanite, lithique dans des retombées	
			coulée		
			dépôt pyroclastique		
			dyke	en masse	
	secondaire	mode sub-autochtone	« patch »	fragments, blocs	
			dépôt de versant		
		mode allochtone	colluvions		fragments, galets
			alluvions		
	surface	fragments			

Tableau 1: Correspondance spatiale et typologique d'une source. Le « patch » fait ici référence à une formation d'obsidienne se présentant en blocs distincts en un point précis, sur un versant. Leur mode d'affleurement est considéré comme primaire sub-autochtone

Enfin, tous les affleurements d'obsidienne n'ont pas été exploités ; ils ne sont donc pas tous des gisements. Une source demeure donc un « affleurement d'obsidienne ayant été exploité » par une ou des populations à une ou des périodes données.

2. L'Anatolie orientale, une région clé dans l'obsidian sourcing

L'Anatolie se situe au croisement de trois continents. Plusieurs régions volcaniques y présentent des formations à obsidienne. Ces régions sont donc importantes dans le domaine des études de provenance de matériaux en contexte archéologique (Cauvin, 1998).

2.1. L'Anatolie, une région carrefour de 3 continents

L'Anatolie est bordée par la Méditerranée à l'ouest, l'Europe au nord et au nord-ouest, l'Asie à l'est et par l'ensemble Afrique Arabie au sud (fig.1). Cette position géographique lui confère une importance dans l'histoire migratoire des populations africaines très anciennes vers l'Europe et l'Asie (Otte, 1999). Elle correspond à une zone importante pour l'accueil, l'installation et le développement des

populations préhistoriques depuis 1 million d'années, de la Préhistoire à des périodes récentes comme le Chalcolithique ou même l'Age du Bronze. Cette zone correspond aux régions du Levant (du Negev à la Syrie), du Taurus, du Zagros et à l'Anatolie orientale (fig.1). Ces territoires présentent la forme d'un croissant qui fut longtemps considéré, à la suite de Gordon Childe (1936) comme le centre de la néolithisation. Il définit le terme de « révolution néolithique » portée par l'apparition de l'agriculture, de l'élevage et de la sédentarisation. Cette notion est aujourd'hui complètement remise en question par celle des centres multiples de néolithisation (Simmons, 2011 ; Fuller, 2011) répartis dans une zone plus large que le simple « croissant » avec une temporalité et une composition structurelle complexes.

Dans ce contexte, les volcans susceptibles de contenir des affleurements d'obsidienne sont répartis dans les pays actuels de la Turquie, de l'Arménie, du nord de l'Iran et de l'Azerbaïdjan, tous situés dans le nord et au nord et nord-est du « croissant fertile » auxquels il faut rajouter les îles égéennes. La proximité de ces zones volcaniques avec les centres de néolithisation du « croissant fertile » en fait des zones privilégiées pour l'étude des gisements d'obsidienne et de leur rôle dans l'histoire socio-culturelle des populations préhistoriques du Proche-Orient.

2.2. Les transferts d'obsidienne : du volcan aux sites archéologiques

Les plus anciennes traces d'utilisation de ce verre volcanique retrouvé en fouille, sont attestées dans le site paléolithique de Kaletepe Deresi 3 en Anatolie centrale daté du Pléistocène moyen et supérieur (Slimak *et al*, 2004). Les obsidiennes des artefacts de ce site proviennent du complexe volcanique Göllüdağ, qui abrite le site archéologique (Tryon *et al*, 2009).

Les premières indications de déplacement d'obsidienne sur de longues distances au Proche Orient ont été trouvées sur le site de Shanidar, (situé au nord de l'Iraq), dans des niveaux stratigraphiques datés de 30 000 ans (Paléolithique supérieur). Il s'agit de deux artefacts en obsidienne de composition peralcaline (Renfrew *et al*, 1966 ; Healey, 2014). Or, les gisements d'obsidienne les plus proches se situent entre 200 et 300 km au nord du site, dans la région du lac Van (Healey, 2014).

L'intensification de l'utilisation de l'obsidienne est attestée dès la fin de l'Epipaléolithique sur le site de Hallan Çemi (Turquie, bassin supérieur du Tigre) (Simmons, 2011) où l'obsidienne compose 56 % de l'assemblage lithique (Healey, 2014). De l'Epipaléolithique (soit pour le Taurus et le Levant, avant le Dryas récent, de 14 à 11,5 ka cal BP) aux débuts de la période Obeid (Chalcolithique : 5,5 ka cal BP), l'obsidienne est un matériau courant dans tout le Proche-Orient et généralisé pour la confection d'outils (Healey et Campbell, 2009). A partir de la période Obeid, l'utilisation de l'obsidienne se diversifie puisque des objets, tels que des parures ou des miroirs, apparaissent dans les artefacts archéologiques, alors que progressivement le métal remplace partiellement le matériau lithique pour la formation d'objets devenant plus complexes (Healey, 2014).

2.3. L'Anatolie orientale

Depuis les études pionnières de Cann et Renfrew (1964), de nombreux travaux sur les assemblages lithiques retrouvés au Proche-Orient ont mis en évidence l'appartenance d'une partie de ces assemblages à des sources d'obsidienne d'Anatolie et du Caucase (Cauvin et Chataigner, 1998). En dépit du nombre important d'études, certains artefacts archéologiques en obsidienne ne sont pas attribués à une source géologique, car le complexe volcanique source est inconnu (*e.g* groupe chimique 3d). Par ailleurs des sources géologiques sont insuffisamment caractérisées, notamment en Anatolie orientale (*i.e* Meydan, Süphan, Kars). De plus, l'absence d'études exhaustives sur les affleurements d'un complexe volcanique peut entraîner des difficultés sur l'attribution d'artefact (*e.g* Nemrut : Frahm, 2012).

L'Anatolie orientale comporte 13 régions volcaniques à obsidienne (fig.3) où les affleurements sont en situations primaires et/ou secondaires. Les travaux menés sur divers sites archéologiques au Proche-Orient (Turquie, Liban, Syrie, Iraq, Iran) mettent en évidence l'exploitation de gisements d'obsidienne situés en Anatolie centrale et orientale, avec notamment des sources communes à plusieurs sites. En ce qui concerne l'Anatolie orientale, les études les plus récentes montrent que ces obsidiennes proviennent de régions volcaniques sur lesquelles portent nos travaux de thèse:

- de Meydan (Bressy *et al.*, 2005 ; Freund *et al.*, 2012 ; Khalidi *et al.*, 2013 ; Farhang *et al.*, 2013 ; Frahm et Freinberg, 2013),
- du Nemrut (Frahm, 2012 ; Campbell *et al.*, 2013 ; Carter *et al.*, 2013 ; Darabi et Glascock, 2013 ; Orange *et al.*, 2013 ; Khalidi *et al.*, 2014),
- de Bingöl Solhan (Chataigner *et al.*, 1998 ; Frahm, 2012 ; Carter *et al.*, 2013 ; Darabi et Glascock, 2013 ; Orange *et al.*, 2013 ; Khalidi *et al.*, 2014),
- et de Bingöl Alatepe (Chataigner *et al.*, 1998 ; Campbell, 2013 ; Carter *et al.*, 2013 ; Darabi et Glascock, 2013 ; ; Orange *et al.*, 2013 ; Khalidi *et al.*, 2014).

En complément, quatre régions connues en Anatolie orientale sont aussi présentées comme des « zones sources » : Pasinler, Erzurum, Sarikamış et Kars. Enfin certains volcans présentant des affleurements d'obsidienne n'ont pas été identifiés par des travaux de traçage géochimique d'artefacts : Süphan, Muş, Erzincan, İkizdere et Tendürek.

Selon la synthèse faite par Cauvin et Chataigner (1998) et la base de données Obsidatabase (maison de l'Orient et de la Méditerranée, 2000), les sites archéologiques du Proche-Orient ont livré des assemblages lithiques sur obsidienne provenant des régions volcaniques d'Anatolie orientale (Meydan, Nemrut, Bingöl Solhan et Bingöl Alatepe) et centrale (Acıgöl, Nenezi dağ et Göllü dağ), ainsi que du Caucase (Guegham, Guntensar, Arteni). Des études récentes (Campbell et Healey, 2013 ; Khalidi *et al.*, 2014 ; Ibanez *et al.*, 2015 ; Khalidi *et al.*, 2016) confirment ces sources.

D'après ces résultats, les artefacts archéologiques en obsidienne du Proche et Moyen-Orient, situés à l'est proviennent essentiellement de gisements d'Anatolie de l'est alors que les sites archéologiques du Levant semblent présenter des assemblages lithiques en obsidienne provenant essentiellement d'Anatolie centrale (Chataigner, 1998) (Fig. 1).

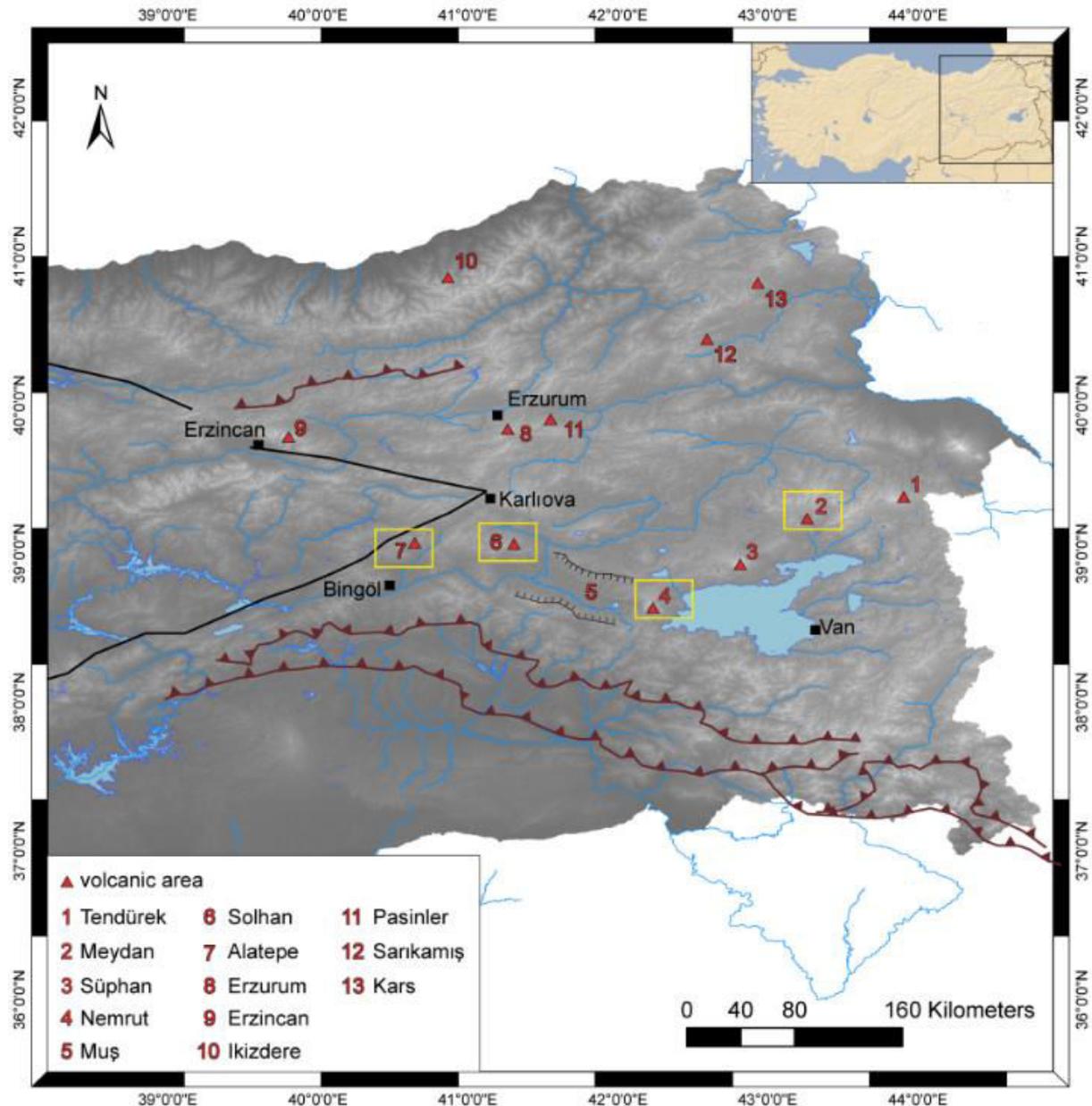


Figure 3: Carte de localisation des 13 régions volcaniques à obsidienne en Anatolie orientale, les 4 régions d'étude de la thèse sont dans les encarts jaunes.

3. L'obsidienne : propriétés chimiques, physiques et utilisations

Les obsidiennes sont des verres volcaniques dont la plupart possèdent une composition rhyolitique. Ces verres sont des matériaux amorphes contenant moins de 1% de cristaux par rapport à la masse

vitreuse. Le plus souvent les obsidiennes se forment par dépolymérisation de la lave (Neuville, 2006). Les oxygènes pontants sont remplacés par des oxygènes non pontants dans les tétraèdres de silice (SiO_2), empêchant ainsi la formation d'un réseau cristallin. Cette substitution des oxygènes pontants en oxygènes non pontants s'opère lorsque les cations de calcium (Ca), magnésium (Mg), fer (Fe), sodium (Na), potassium (K) se lient avec un oxygène, cassant le réseau cristallin (Neuville, 2006). Lorsque les obsidiennes se forment à partir de pyroclastites densément soudées, la teneur en H_2O et en éléments traces jouent un rôle important en abaissant le point de fusion et en diminuant la viscosité. Ce mécanisme de formation est détaillé *infra* (partie « 3.3 : modes de formation et déformation » de ce chapitre).

3.1. Caractérisation et classification chimique des obsidiennes

3.1.1. Classification des rhyolites

Si la plupart des obsidiennes sont de composition rhyolitique, il existe cependant, des obsidiennes de composition trachytique (fig.4). La teneur en silice, des obsidiennes rhyolitiques, sous forme SiO_2 , est supérieure à 71%, et la concentration totale en alumine ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) peut être très variable. Le champ des rhyolites couvre donc une large gamme chimique (fig.4).

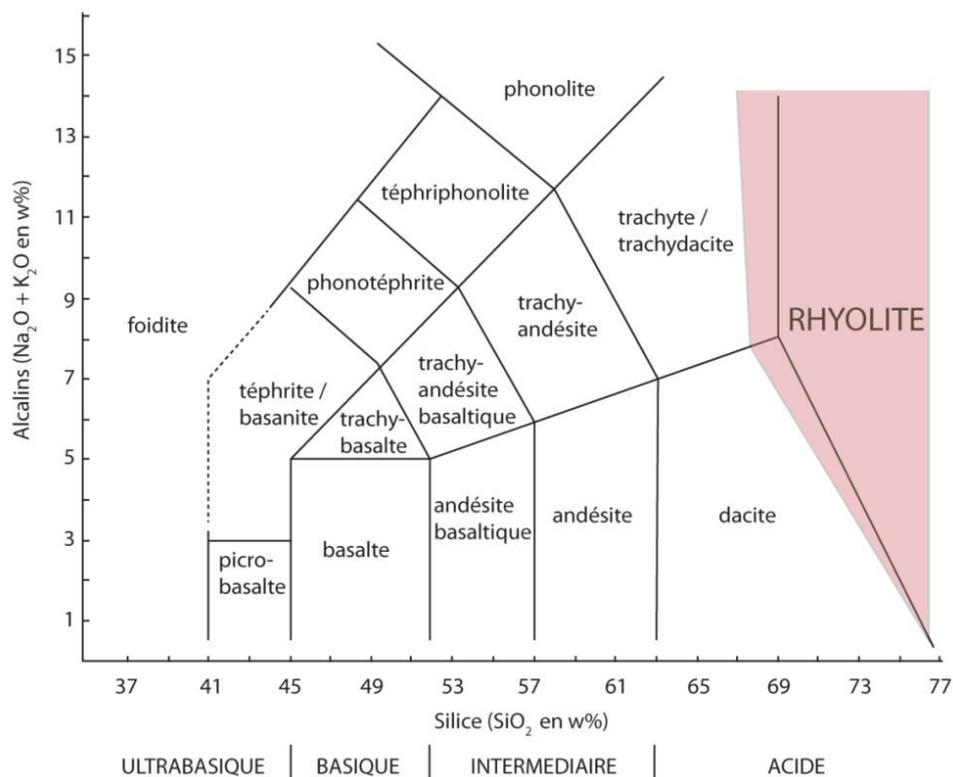


Figure 4: Champ des compositions des obsidiennes d'Anatolie orientale (ANR GeObs) dans le diagramme TAS (Total Alkali Silica) (source : Le Bas *et al.*, 1986)

Macdonald (1974) propose une nouvelle classification des roches fondée sur les travaux de Lacroix (1930). Les roches, de différentes localités (Madagascar, Corée et Ethiopie), étudiées par A. Lacroix, présentent une minéralogie proche et une chimie similaire aux roches de Pantelleria et celle de San

Pietro (Sardaigne), respectivement analysées par Foerstner (1881) et Bertolino (1895). Les roches décrites par Foerstner (1881) et Bertolino (1895) correspondent respectivement à des pantellerites et à des comendites. La description de ces roches est donnée par Johannsen (1932).

En dépit de leurs différences, les roches étudiées par A. Lacroix sont toutes classées dans le domaine des rhyolites peralcalines et forment une série continue. Néanmoins, A. Lacroix décide de les diviser en deux groupes dont la limite se situe à 12,5% de concentration en minéraux ferromagnésiens. Les comendites se situent en-dessous de cette limite (<12,5%) et les pantellerites au-dessus (>12,5%). Replacées dans le diagramme proposé par Winchester et Floyd (1975), les obsidiennes se situent majoritairement dans les compositions rhyolitiques et comendite/pantellerite, une minorité de ces obsidiennes présente une composition rhyodacitique (fig.5a).

Afin d'incorporer les trachytes peralcalins, Macdonald et Baley (1973) proposent un nouveau modèle intégrant la concentration des minéraux ferromagnésiens contre le quartz normatif. Le champ de composition peut alors être séparé en quatre domaines 1) les comendites, 2) les pantellerites, 3) les trachytes comenditiques, et 4) les trachytes pantelleritiques (fig.5b).

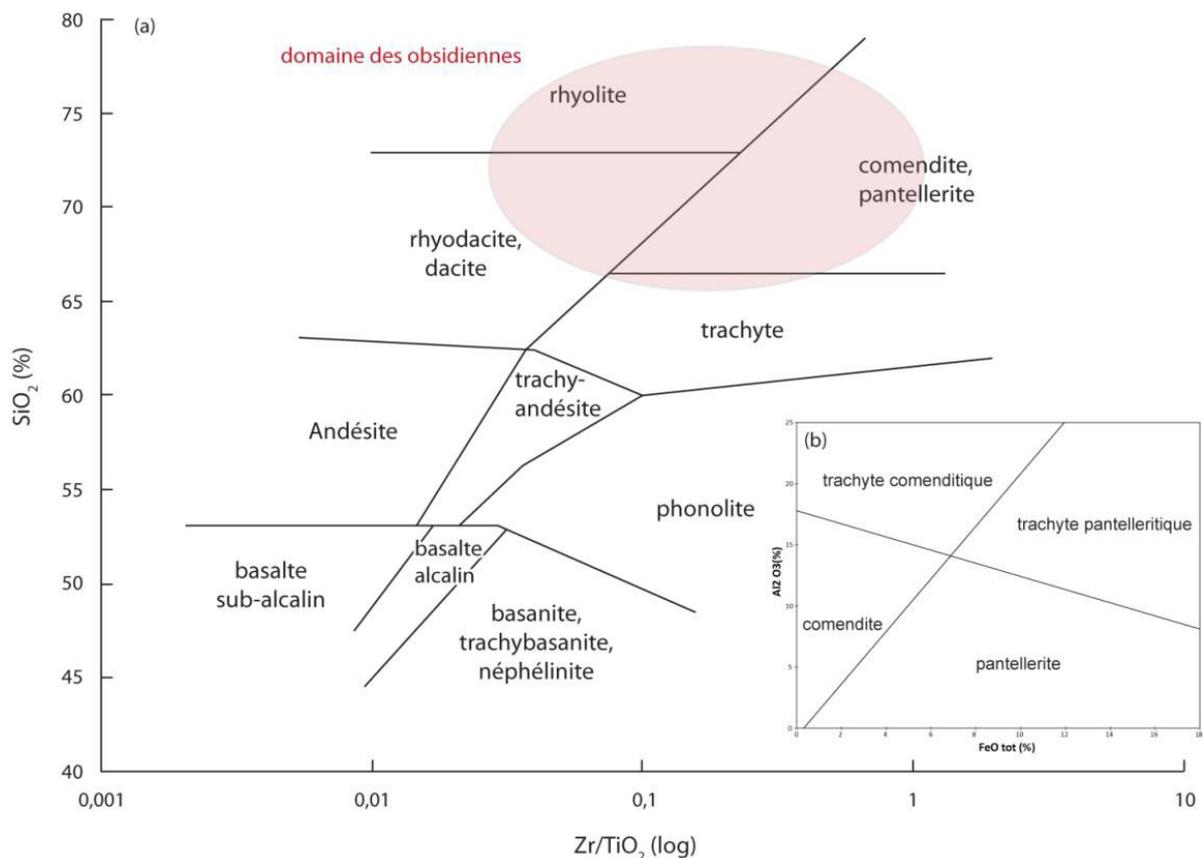


Figure 5: Champ de composition des rhyolites défini par Macdonald et Baley (1973) dans le diagramme de Winchester et Floyd (1975) utilisant SiO₂ vs Zr/TiO₂, pour les obsidiennes d'Anatolie orientale du programme GeObs

Description chimique et minéralogique des roches des quatre familles rhyolitiques

1^{er} type : Les rhyolites au sens strict

Les rhyolites sont des roches ignées felsiques. Leur teneur en silice est élevée, elles cristallisent à basse température. Ce sont des roches porphyriques dont l'assemblage minéralogique se compose essentiellement de quartz et de feldspaths alcalins (orthoclase, oligoclase) ainsi que de pyroxènes et rares amphiboles (hornblende) et biotites. La matrice peut être vitreuse à cryptocristalline. Lorsque les rhyolites sont peralcalines, on parle de comendite et de pantellerite.

2^{ème} type : Les comendites

Les comendites constituent le domaine le moins peralcalin et mafique des rhyolites. En effet, la teneur en silice de ces roches se situe entre 71 et 72%, et la teneur en minéraux ferromagnésien est inférieure à 12,5%.

3^{ème} type : Les pantellerites

Les pantellerites forment le domaine le plus peralcalin et le plus mafique de l'ensemble des rhyolites. La teneur en silice est supérieure à 72 % et les minéraux ferromagnésiens représentent plus de 12,5 % du total des minéraux. Les pantellerites sont constituées de quartz, de feldspaths (anorthoclase), de pyroxènes et, dans une moindre mesure, de biotites. La présence d'anorthoclase résulte de la forte concentration en sodium. De ce fait, la teneur totale en sodium prédomine sur celle en potasse, ce qui n'est généralement pas le cas dans le domaine des rhyolites.

4^{ème} type : Les trachytes rhyolitiques

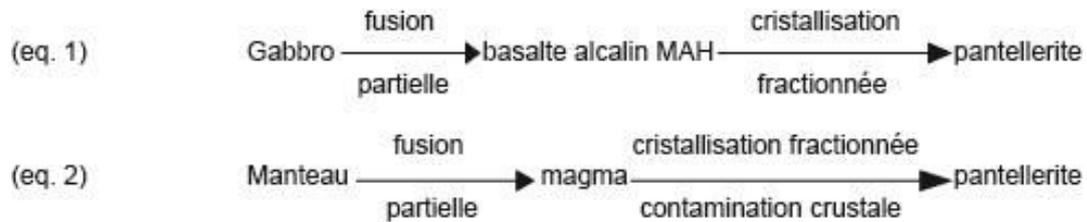
Les trachytes forment un domaine à part entière, la dénomination trachyte rhyolitique correspond au domaine de transition entre le trachyte et la rhyolite. La teneur en silice est comprise entre 69 et 71%, les minéraux ferromagnésiens sont plus abondants que dans les trois roches précédemment décrites. L'assemblage minéralogique constituant les trachytes est composé de feldspaths (sanidine), de pyroxènes (augite, diopside), d'amphiboles (hornblende) et de biotites.

La distinction des quatre groupes de roches rhyolitiques permet de remonter à l'origine du magma dont les roches sont issues et de comprendre le contexte de mise en place. De façon générale, l'origine et la formation des rhyolites au sens strict et des trachytes sont assez bien connues. Celles des comendites et des pantellerites restent encore sujettes à discussion.

3.1.2. Origine et formation des pantellerites et des comendites.

L'origine des pantellerites et des comendites fait débat depuis les années 1960. Les premières études (Noble, 1968 ; Korrington, 1972) sur les pantellerites soulignent l'importance du mécanisme de cristallisation fractionnée dans la formation de ces roches, ce que confirme des études plus récentes

(Buket and Temal, 1998 ; White *et al.*, 2009). D'après l'analyse des éléments majeurs, des éléments mineurs et des isotopes, les pantellerites seraient issues de la cristallisation fractionnée d'un basalte alcalin metalumineux de transition et hydraté (1 à 1.5w % (basalte MAH)). Cette cristallisation fractionnée se ferait à basse pression-basse température. L'étude de White *et al.*, (2009) porte sur les pantellerites d'Italie. Selon cette étude l'origine de ce basalte alcalin proviendrait de la fusion d'un gabbro (eq.1). Buket (1998) dont le travail porte sur les pantellerites de Varto (Turquie) propose une origine mantellique au magma (eq.2).



Les études concernant les pantellerites de l'île de Pantelleria (Italie) portent sur la nature chimique des inclusions vitreuses et des minéraux de ces roches. White *et al.*, (2009) proposent six modèles de formation de ces roches :

- (1) Formation à basse pression par cristallisation fractionnée d'un basalte alcalin.
- (2) Formation par légère fusion partielle d'un gabbro alcalin donnant un trachyte qui, par cristallisation fractionnée, donne une pantellerite.
- (3) Formation par cristallisation fractionnée d'une comendite riche en silice qui est elle-même le produit d'une anatexie crustale.
- (4) Formation par transfert des éléments volatils.
- (5) Formation par fusion partielle de la croûte inférieure mafique, suivie d'une cristallisation fractionnée.
- (6) Formation par fusion partielle de la croûte continentale sous un flux halogène.

3.2. Signature chimique du volcan et variabilité chimique de l'affleurement

A chaque volcan correspond une signature chimique qui lui est propre. Ce principe se fonde sur les origines et l'évolution thermodynamique des magmas au cours du temps, auxquels s'ajoutent des possibles contaminations et mélanges. Dans la chambre magmatique, un magma incorpore les éléments compatibles aux phases minérales dans les cristaux en formation par le processus de cristallisation fractionnée. Ce processus conduit à abaisser la teneur de ces éléments dans le liquide résiduel. Par opposition la teneur des éléments incompatibles (magmatophiles) augmente dans le liquide résiduel. Cette évolution étant propre à chaque chambre magmatique, il est très peu probable que des magmas subissent une évolution identique. Par conséquent chaque volcan se singularise par sa propre identité chimique.

Il existe une variabilité chimique au sein d'un même volcan liée aux différentes phases éruptives. Cette variabilité chimique existe aussi au sein d'une même formation d'obsidienne (coulée, dôme...). Sur un même volcan, cette variabilité interne est toujours inférieure à la variabilité entre deux affleurements n'appartenant pas à une même formation. Il est donc nécessaire d'avoir un échantillonnage exhaustif afin d'avoir une bonne représentativité chimique de l'affleurement.

3.3. Modes de formation des affleurements d'obsidienne et déformations

Bien que riches en silice ($\text{SiO}_2 > 68\%$), les obsidiennes présentent une viscosité moins importante que leurs homologues cristallisées (rhyolites), du fait de l'absence de réseau cristallin. Cette diminution de la viscosité influence la capacité de l'obsidienne à s'écouler et à se déformer.

Eichelberger et Westrich (1981) et Fink (1983) proposent deux modes de mise en place des formations d'obsidienne. Le premier mode correspond à de l'obsidienne se mettant en place sous forme de lave (Fink, 1983 ; Castro *et al.*, 1999, 2002). Le second mécanisme se fait par soudure dense d'ignimbrite (Giordano *et al.*, 2005).

3.3.1. Modes de formation des obsidiennes

Les obsidiennes mises en place dans des laves

Comme toutes les laves, les obsidiennes ont un comportement liquide lorsqu'elles sont émises à une température supérieure à leur température de solidus (Gourgaud, 1998). Du fait de leur forte teneur en silice, les laves rhyolitiques gardent un comportement visqueux jusqu'à des températures relativement basses. La température de liquidus (au-dessous de laquelle la lave cristallise) varie de 735°C pour les obsidiennes riches en eau à 920 °C pour les obsidiennes anhydres (Gourgaud, 1998).

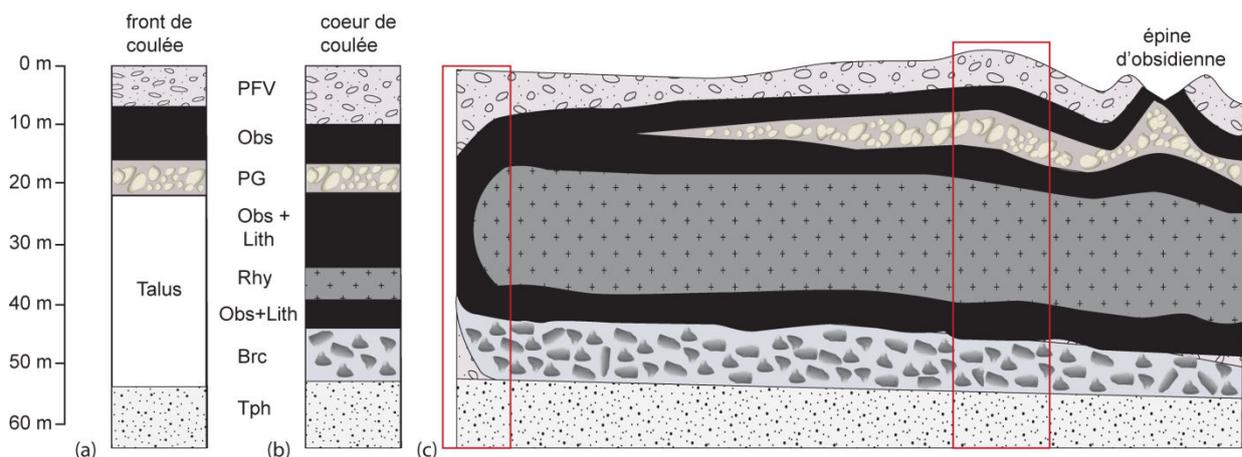


Figure 6: Textures d'une coulée d'obsidienne (a) front de la coulée, (b) coeur de la coulée, (c) coupe d'une coulée d'obsidienne (modifié d'après Fink et Manga, 1987 ; Hughes et Smith, 1993 ; Castro et Cashman, 2002 ; Kingsbury, 2012). Abréviations : PFV= ponces finement vésiculées, Obs= obsidienne, PG= ponces grossières, Obs+Lith= obsidienne+lithophyses, Brc= brèche, Tph= tephras.

Les coulées comprenant des formations à obsidienne présentent différentes textures. Fink (1983) en identifie trois :

- (1) ponces grossières vésiculées (CVP),
- (2) ponces finement vésiculées (FVP)
- (3) obsidienne (obs).

L'analyse de plusieurs conduits obsidienniques menée en Islande par Tuffen et Dingwell (2005), met en évidence la présence de quatre phases dans le développement des textures liées aux coulées d'obsidienne. Ces quatre phases sont :

- (1) la formation d'un réseau de fractures initiales ;
- (2) le développement de zones de cataclasites (roches broyées) depuis les fractures initiales ;
- (3) la déformation ductile des cataclasites ;
- (4) la formation de bandes riches en microlites depuis les cataclasites recuites.

Les obsidiennes mises en place dans un dépôt pyroclastique

Les obsidiennes formées lors de la mise en place de dépôts pyroclastiques correspondent à une phase ultime de fusion et soudure des tephres et à une homogénéisation de ce processus au sein de ces dépôts (fig.7).

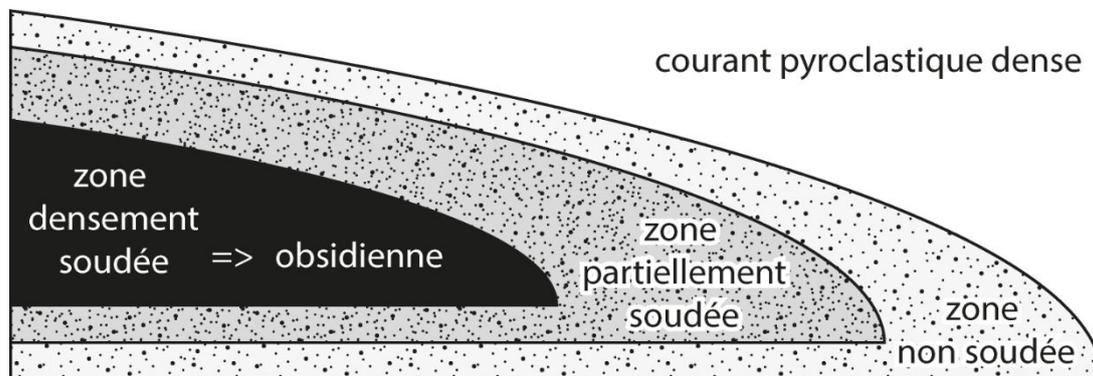


Figure 7: Coupe d'un dépôt pyroclastique où l'obsidienne s'est formée (modifié d'après Skinner, 1983)

Ces obsidiennes se forment « secondairement », lorsqu'à l'intérieur d'un dépôt pyroclastique les conditions de température, de viscosité et de présence de matériaux vitreux (ponces) permettent la soudure des particules (Giordano *et al.*, 2005). Ce processus de soudure est rendu possible lorsque la viscosité des fragments ponceux est suffisamment basse pour permettre une déformation significative en même temps que l'agglomération des particules. Cette viscosité répond à des conditions de température, de pression et à une temporalité propre à l'histoire du dépôt (Ross et Smith, 1961 ; Giordano *et al.*, 2005). La température minimum de soudure de matériaux rhyolitiques est comprise entre 600 et 775°C (Boyd et Kennedy, 1951 ; Biewirth, 1982 ; Kamata *et al.*, 1993).

Outre la température, la phase de transition vitreuse (intervalle de température où la matière passe d'un état plastique à un état vitreux) est à prendre en compte car elle est l'un des facteurs contrôlant la

soudure des dépôts. Cette transition vitreuse correspond à une limite cinétique entre un liquide au comportement mécanique visqueux et un solide au comportement mécanique élastique lorsqu'un champ de contrainte est appliqué (Giordano *et al.*, 2005). La température de la transition vitreuse correspond à une température minimum de mise en place des courants pyroclastiques denses donnant des dépôts soudés (Giordano *et al.*, 2005).

3.3.2. Dynamique d'écoulement et figures de déformation

L'écoulement des laves d'obsidienne entraîne, au sein de la roche, un alignement des cristaux et des bulles, qui reflète d'une part la tension accumulée et d'autre part le type d'écoulement. Les mesures en 3D des microlites (direction et pente) près de l'évent et au front de la coulée permettent de retracer

- (1) la direction d'écoulement,
- (2) le style de déformation,
- (3) la variation de tension en fonction de la position de la coulée par rapport à l'évent (Castro *et al.*, 2002).

La direction d'écoulement et le style de déformation sont enregistrés dans les structures qui dépendent des tensions subies lors de l'écoulement. La reconstruction de la dynamique de l'écoulement est rendu possible par l'étude de la direction et la géométrie des structures à l'échelle de la formation et dans des échantillons prélevés à différents endroits de la coulée.

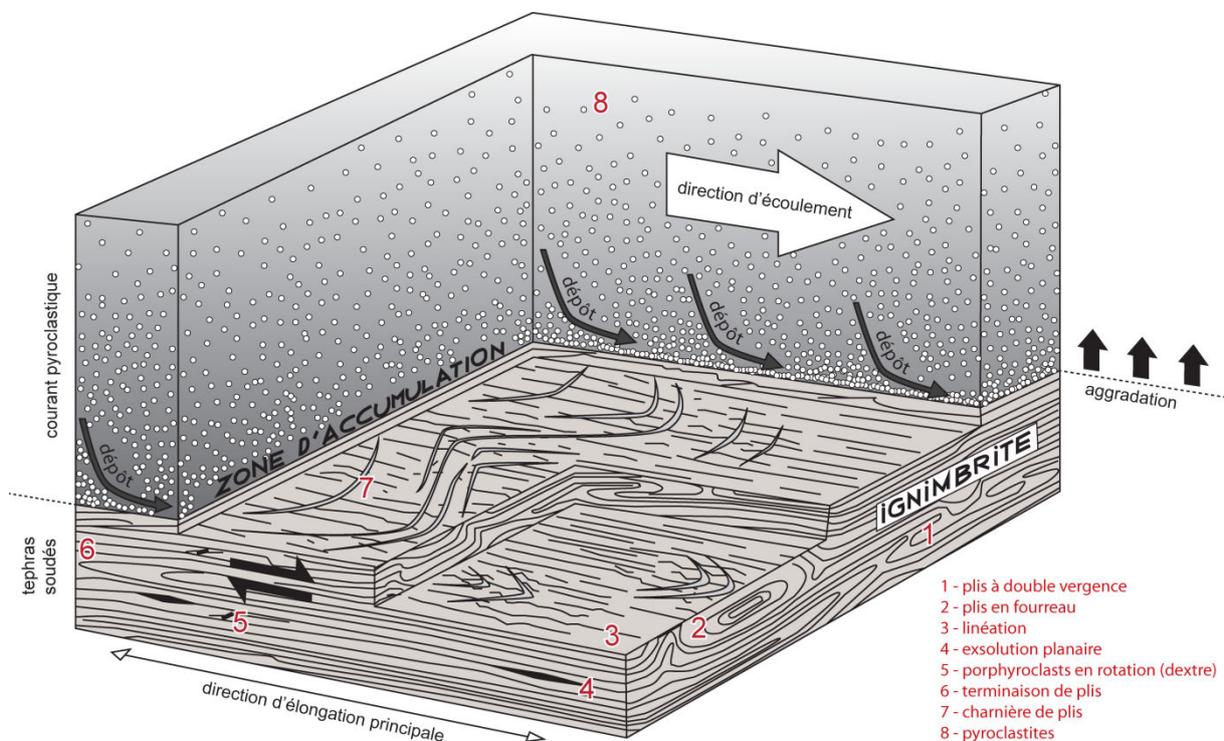


Figure 8: Rhéomorphisme d'une coulée ignimbritique (modifié d'après Andrew, 2011)

Ces structures forment des plis et des rubanements ou linéations (fig.8). Les plis mesoscopiques s'observent au contact des obsidiennes et des zones ponceuses. Tous les plis se forment par déflexion d'un ou plusieurs plans d'obsidienne en raison de contraintes compressives. Les plis mineurs ($\lambda < 100$ m) ont une géométrie qui se développe indépendamment de la gravité. Les plis les plus souvent observés, sont des plis déjetés contrôlés par le champ de contrainte à l'intérieur de la formation (Castro et Cashman, 1999).

Le modèle du rhéomorphisme développé par Andrew (2011) pour les ignimbrites soudées à densément soudées peut s'appliquer aux formations d'obsidienne où l'on observe des figures de déformation comparables. Ces déformations sont particulièrement bien soulignées lorsque l'obsidienne apparaît sous forme de lits ou de bancs alternant avec de l'ignimbrite plus claire.

La géométrie des plis de grande échelle et du rubanement suggère que la coulée à proximité de l'événement est dominée par une extension coaxiale (cisaillement pur) alors que les parties plus distales impliquent une composante non coaxiale (Castro *et al.*, 2002). Le raccourcissement qui accompagne la formation de plis est accommodé par un étirement parallèle à la ligne de charnière du pli. Les modèles 3D (Castro *et al.*, 2002) montrent que l'étirement peut être perpendiculaire à la direction d'écoulement. Les modèles d'écoulement radial proposés par Merle (1998) mettent en évidence deux types de régime cisailant :

- (1) un cisaillement simple à la base de la coulée
- (2) un cisaillement pur à la surface.

Les microlites dans les échantillons d'obsidienne témoignent, eux aussi, de la direction d'un étirement local dans le fluide. Les linéations de microlites définissent un schéma d'étirement qui peut être comparé au schéma de tension (Castro *et al.*, 2002). Au niveau du front de la coulée, les microlites miment l'orientation des rubanements car le grand axe des microlites est aligné dans la même direction que l'extension locale traduisant un cisaillement simple coïncidant avec la direction de transport (Castro *et al.*, 2002).

3.4. Un matériau façonnable

L'obsidienne possède une dureté de 7 (Skinner, 1983) sur l'échelle de Mohs qui compte 10 échelons (fig.9). Ce verre a donc la même dureté que le silex (précipité de calcédoine, une des formes cristallisées du quartz).

Malgré sa fragilité à se casser comme « un verre », elle est un matériau idéal pour le façonnage d'outil et autres objets pour les tailleurs du Paléolithique au Chalcolithique.



Figure 9: Echelle de Mohs, classification des minéraux du plus tendre (1) au plus dur (10)

A la différence du quartz, l'obsidienne est un verre et de fait, ne possède pas de réseau cristallin. Lorsqu'elle est frappée, sa cassure ne se fait pas selon un plan préférentiel. La cassure est donc dite conchoïdale, ce qui en fait un matériau facilement façonnable (fig.10).

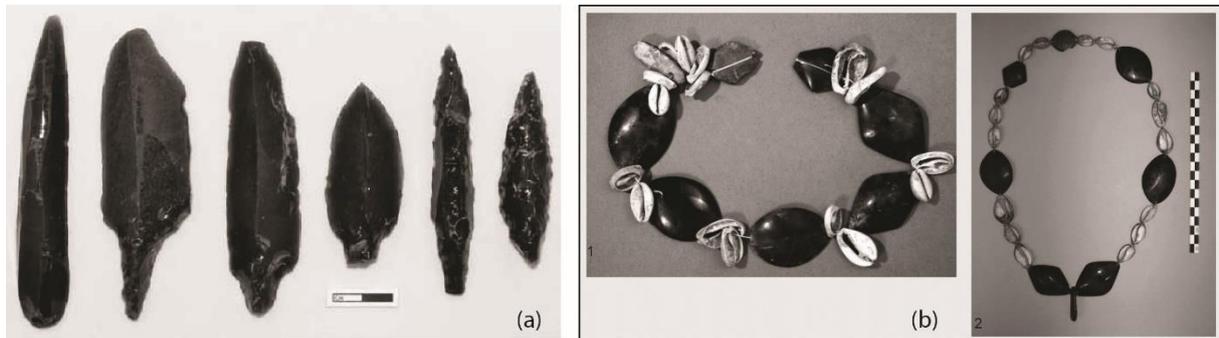


Figure 10: (a) outils en obsidienne provenant de Çatalhöyük et (b) parure en obsidienne provenant du site d'Arpachiyah en Iraq (Campbell, 2013)

3.5. Utilisations et signification symbolique de l'obsidienne

D'après les travaux d'archéologues et d'ethnologues, l'obsidienne revêt trois principaux usages (Decourt, 1998) : un usage pratique, un usage décoratif et un usage médico-magique. Pour les populations préhistoriques, l'obsidienne présente deux caractéristiques intéressantes : (1) c'est un matériau commun et (2) c'est un matériau qui peut voyager loin des endroits d'où elle a été extraite (Cauvin, 1998).

Lorsque l'obsidienne est une ressource abondante et facilement accessible, elle devient un matériau pour la confection d'outils, au même titre que le silex dans les régions sédimentaires. L'obsidienne est un verre qui se taille aisément (cassure conchoïdale) et dont les bords peuvent être tranchants lorsqu'elle est débitée en lame. Ses caractéristiques en font un matériau idéal pour la confection d'outils tels que des racloirs, des pointes de flèche, des lames de couteau ou de hache (Decourt, 1998). Il n'est pas rare de retrouver des artefacts archéologiques en obsidienne, dans les sites proches des gisements d'obsidienne (Yalçinkaya, 1998) dès le Paléolithique.

L'obsidienne présente aussi des caractéristiques esthétiques liées à son éclat et à sa teinte. A ce titre l'obsidienne est un matériau semi-précieux utilisé en joaillerie et en miroiterie (Decourt, 1998). L'utilisation de l'obsidienne pour la confection de parures ou d'objets décoratifs est attestée dès le Néolithique Pré-céramique sur le site d'Arpachiyah (6000 BC), en Iraq (Campbell, 2013). L'esthétisme de ce matériau lui confère une valeur de prestige, il se retrouve dans des objets tels que des lames et poignards qui se présentent comme de véritables œuvres d'art (Cauvin, 1994).

A travers sa valeur esthétique l'obsidienne acquiert une valeur symbolique que l'on retrouve dans la statuaire et les objets de prestige (durant la période historique dans la statuaire (statue dite de Ménélas, pupille des statues égyptiennes...)). Cette signification symbolique explique sans doute la diffusion de l'obsidienne vers les sites du Proche-Orient où le silex est abondant. Le silex répond aux besoins techniques aussi bien que l'obsidienne. Par conséquent, la présence de l'obsidienne s'explique alors par un phénomène de nature culturelle (Cauvin, 1998 ; Carter, 2011).

Conclusion

Les travaux portant sur la provenance de l'obsidienne retrouvée en contexte archéologique ont commencé dans les années 1960. Ils abordent une approche pluridisciplinaire réalisée dans le cadre d'échelles spatiales différentes (de la région volcanique aux sites archéologiques et à l'échantillon). Au fil de ces travaux, le terme de « source » n'a pas toujours eu la même signification. En effet, le terme de « source » désigne plusieurs niveaux spatiaux de la région volcanique, le complexe volcanique, l'évent, la phase éruptive ou l'affleurement, voire le groupe chimique dans le cas où aucune attribution géographique ne peut être faite. Dès lors, la lecture des résultats peut être imprécise. L'idéal serait que le terme de « source » se réfère à l'échelle la plus fine du lieu d'extraction de la matière première c'est-à-dire l'affleurement, dans le cadre de l'*obsidian sourcing*.

Les études de provenance portant sur les obsidiennes se fondent sur un questionnement archéologique portant sur la nature, le fonctionnement et la signification socio-culturelle des échanges et des contacts entre différentes régions durant la préhistoire. Dans ce domaine, l'Anatolie revêt une place importante puisqu'elle possède les sources d'obsidienne, mais aussi car elle se situe au carrefour de trois continents (Afrique-Arabie, Europe et Asie). L'Anatolie se situe au cœur des grandes migrations humaines et de la néolithisation en Asie du sud-ouest et en Europe.

Chapitre 2 : Contexte géodynamique et volcanologique de l'Anatolie orientale

Introduction

La configuration physique actuelle de l'Anatolie est héritée des événements géologiques du Miocène. Elle est constituée de hauts plateaux encadrés de chaînes de montagnes et où les complexes volcaniques sont nombreux. Ce volcanisme est de deux natures : calco-alkaline et alcaline. Au nord, dans les complexes volcaniques d'Erzurum, Pasinler, Sarakamış et Kars, les produits volcaniques sont de nature calco-alkaline. Au sud, dans les complexes volcaniques d'Alatepe, Solhan, Nemrut et Meydan les produits volcaniques sont alcalins avec une particularité pour les complexes de Solhan et Nemrut où les produits sont de nature peralkaline (Poidevin, 1998).

Ces deux signatures (calco-alkaline et alcaline) témoignent d'un contexte géodynamique et d'une origine magmatique différente. En effet, la signature calco-alkaline est associée à un contexte géodynamique de subduction alors que la signature alcaline s'associe à un contexte volcanique intraplaque (post-collision). Les âges de ces produits volcaniques sont plus anciens dans les régions du nord de l'Anatolie orientale que ceux des produits volcaniques des régions du sud.

Dans une première partie, nous présentons brièvement le contexte géodynamique de l'Anatolie orientale. La deuxième partie s'attache à présenter les différents modèles proposés pour expliquer le magmatisme intraplaque de l'est-anatolien. Nous focalisons ensuite notre propos sur les quatre centres volcaniques est-anatolien de cette étude (le Meydan-Gürgürbaba, le Nemrut, les montagnes de Solhan et d'Alatepe). Les contextes géologiques régionaux et la formation de ces centres volcaniques sont abordés dans cette troisième partie. Enfin, dans une quatrième partie, nous montrons en quoi les contextes tectonique et volcanique sont importants dans les études de provenance. La tectonique et le volcanisme représentent des facteurs morphogènes pouvant recouvrir des formations d'obsidienne ou, *a contrario* les mettre à l'affleurement. De plus, la tectonique peut accentuer l'érosion en modifiant le niveau de base régional.

1. Géodynamique et formation des paysages hérités depuis le Miocène

1.1. La collision Arabe-Eurasie

L'Anatolie orientale fait partie d'un ensemble géologique plus vaste. Elle constitue, avec l'ouest et le nord-ouest iranien, le Nakhitchevan, l'Arménie et la Géorgie, une zone de chevauchement avec plissement de la ceinture orogénique Alpes-Himalaya. Du nord au sud, on distingue le Grand Caucase, les bassins d'Alazani et de Kura qui correspondent à la Transcaucasie, les zones de suture Izmir-Ankara-Erzincan et celle de Biltis-Zagros et enfin la plateforme arabe (fig.1). Les trois premières zones appartiennent à la plaque asiatique alors que la dernière appartient à la plaque arabe.

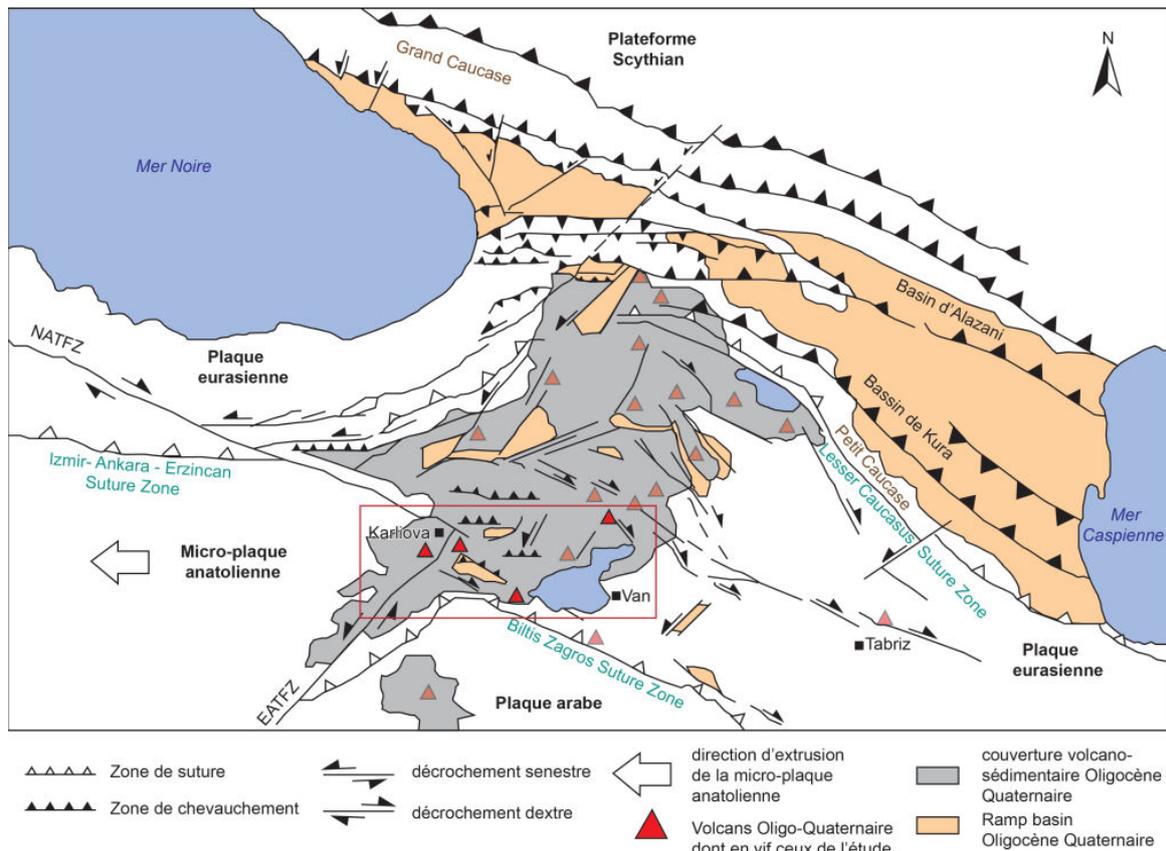


Figure 1: Situation géodynamique de l'Anatolie orientale (modifié d'après Koçyiğit *et al.*, 2001)

L'Anatolie a hérité des événements géologiques du Miocène sa configuration morphologique actuelle. La fermeture des branches nord (entre Rhodope-Pontides au nord et Anatolide-Taurides au sud) et sud (entre Eurasie et plaque Afro-arabe) de la Néo-Téthys au Crétacé terminal (86-65 Ma), a permis la formation des chaînes de montagnes ainsi que les hauts plateaux anatoliens (Şengör et Yilmaz, 1981 ; Yilmaz *et al.*, 1993). Cette fermeture a été occasionnée par la subduction de vergence nord de la plaque africaine sous la plaque éurasienne (Bozkurt et Mittwede, 2001 ; Okay, 2008 ; Yusufoglu, 2013). Les branches se sont fermées de façon diachronique. La collision et la suture des Pontides et de la plateforme Anatolide-Taurides se font selon un axe Izmir-Ankara-Erzincan (soit O-E). La branche sud, quant à elle, se ferme un peu plus tard. En effet, la collision puis la suture de cette branche se font entre le Miocène moyen (15,97-11,62 Ma) et le Miocène supérieur (11,62-5,33 Ma), le long de l'axe Bilitis-Zagros (Şengör et Yilmaz 1981 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Yilmaz *et al.*, 1993 ; Kaymakçı *et al.*, 2006).

1.2. Le soulèvement du plateau anatolien

1.2.1. Un changement dans le régime tectonique

La convergence intracontinentale de la région anatolienne, sous la poussée du bloc afro-arabique, s'est amorcée entre le Miocène moyen/supérieur et le Pliocène inférieur. Le plateau Anatolide-Tauride et Afro-arabique s'est développé à cette même période (Şengör et Yilmaz, 1981 ; Dewey *et al.*, 1986 ;

Yılmaz *et al.*, 1993 ; Kayamakçı *et al.*, 2010). La déformation intracontinentale provoquée par cette convergence est supportée par un raccourcissement crustal (épaississement de la croûte continentale de plus de 45 km) et un soulèvement régional (2 km au-dessus du niveau marin) à un niveau critique (Şengör et Kidd, 1979 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Yılmaz, 1991). Cette configuration provoque un changement dans le régime tectonique régional, caractérisé par une extrusion tectonique ou échappement tectonique (Şengör *et al.*, 1985 ; Koçyiğit et Behan, 1986 ; Dewey *et al.*, 1986). Ce nouveau régime tectonique entraîne la formation de quatre provinces que Şengör et ses collaborateurs (1985) distinguent comme suit:

- l'Anatolie orientale caractérisée par un raccourcissement nord-sud ;
- la province nord-anatolienne caractérisée par un raccourcissement est-ouest ;
- l'Anatolie centrale singularisée par un raccourcissement nord-est sud-ouest et une extension nord-ouest sud-est ;
- l'Anatolie occidentale déterminée par une extension nord-sud.

Chacune de ces provinces se définit par une géométrie de bassin distincte des unes des autres, associée à une activité volcanique contemporaine. L'histoire volcanique des provinces anatoliennes est étroitement liée à l'histoire tectonique et est corrélée à la formation et au déplacement des failles crustales parcourant les différentes provinces. La distribution spatiale et temporelle du magmatisme et donc du volcanisme, anatolien est associée à (1) l'histoire de l'accrétion des terrains associés à l'accumulation des blocs anatoliens (Yılmaz, 1993), (2) la migration vers l'ouest et l'ouverture concomitante du bassin égéen qui accompagnent la collision Afro-arabe/ Eurasie au début du Cénozoïque (Aldanmaz *et al.*, 2000 ; Wortel *et al.*, 2005 ; Gover *et al.*, 2005 cités par Coban, 2007).

1.2.2. Un soulèvement rapide et homogène à l'échelle des temps géologiques

La province sur laquelle porte notre attention est celle de l'Anatolie orientale. Cette zone d'étude est délimitée à l'ouest par la région de Bingöl et à l'est par celle du Tendürek, au sud par la chaîne de montagnes Anti Taurus-Zagros et au nord par le plateau de Kars-Erzurum (fig.2). Cette zone forme un vaste plateau à une altitude moyenne de 2000 m. Ce plateau est coupé par de nombreuses failles de différentes natures et à moitié recouvert par des produits volcaniques. Les failles crustales jouent un rôle prépondérant dans la formation des centres volcaniques ainsi que dans la formation et l'évolution des paysages. En Anatolie orientale, il existe quatre types de structures néotectoniques, c'est-à-dire post-collision. Ces quatre structures sont (1) les failles décrochantes senestres de direction NE-SO présentes dans les régions d'Horasan-Narman, de Malazgirt et d'Erzurum, (2) les failles décrochantes dextres de direction NO-SE dans les régions de Çaldıran-Tulak-Karayazı et Balıkgözü, (3), un chevauchement de vergence est-ouest marquant la zone Muş-Van, et (4) les failles normales d'extension nord-sud présentes dans la région du Nemrut et du Süphan (fg.2) (Şaroğlu et Güner, 1981 ; Şengör *et al.*, 1985 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Barka et Kadinsky-Cade, 1988 ; Barka et Reilinger,

1997 ; Adiyaman *et al.*, 1998). Les failles décrochantes et normales offrent un chemin vers la surface au magma, en accord avec les données volcaniques et tectoniques (Tekin-Yürür *et al.*, 1998).

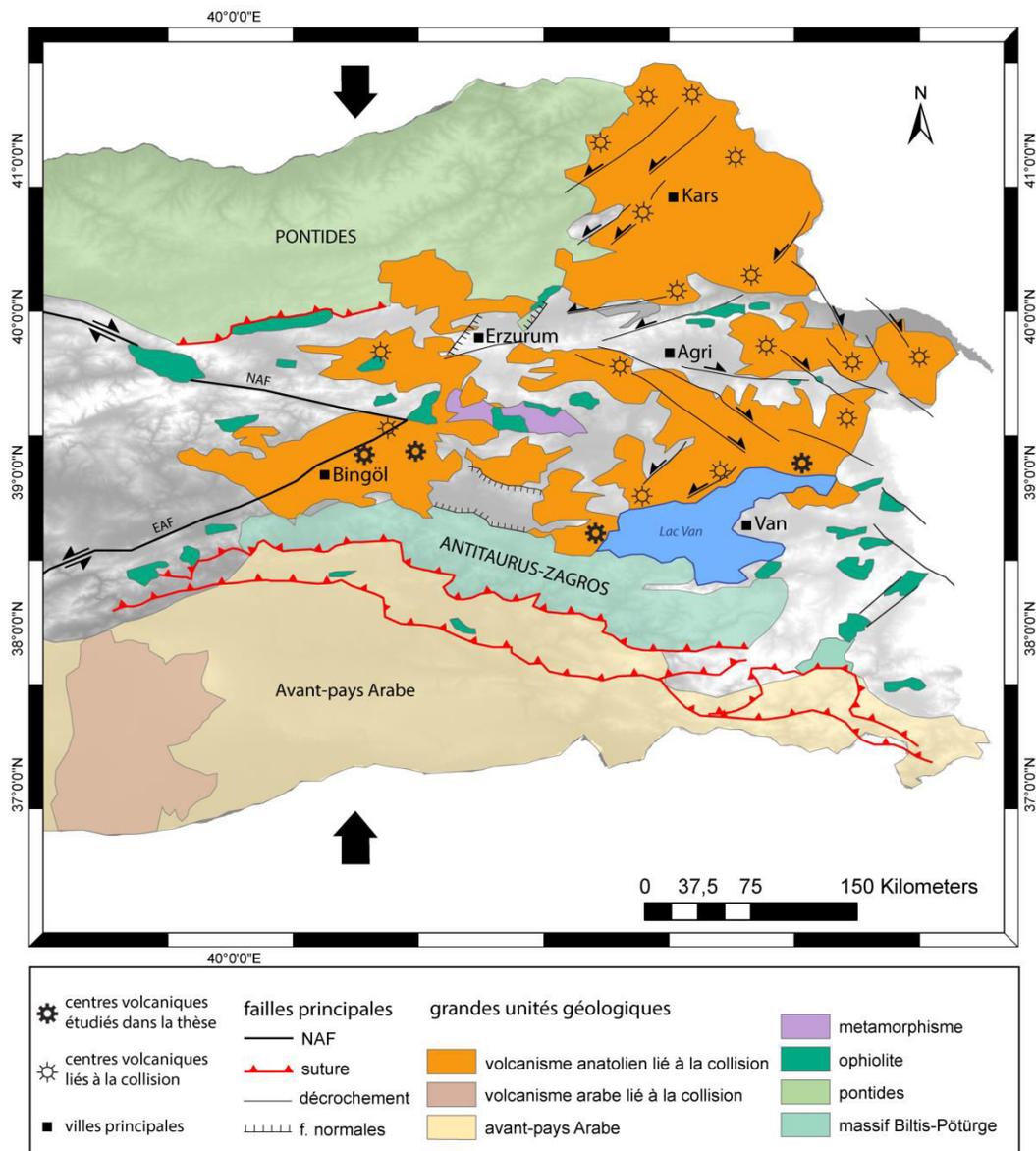


Figure 2 : Volcanisme Néogène Quaternaire lié à la collision en Anatolie orientale (modifié d'après Keskin, 1998 et Bozkurt, 2001)

2. Origines du volcanisme est-anatolien

2.1. Rôle de l'épaisseur du plateau anatolien dans l'initiation du volcanisme

La région est-anatolienne a tout d'abord été affectée par un volcanisme de subduction durant la fermeture de la Néo Téthys, au Miocène moyen et supérieur (Yuzufoglu, 2013). Le volcanisme a pris fin suite à la collision et à la suture des deux branches. L'arrêt du volcanisme de zone de subduction est estimé à 20 Ma (Pearce *et al.*, 1990). Sous la poussée rapide ($18-25 \text{ mm.a}^{-1}$ (Nalbant *et al.*, 2002)) et constante de la plaque arabe, la croûte s'est épaissie jusqu'à atteindre un seuil critique d'environ 50 km (Şengör et Kidd, 1979 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Yılmaz, 1991 ; Zor *et al.*, 2003 ; Çoban, 2007) où la

base de la croûte continentale est déstabilisée. A partir du Pliocène (5,33 Ma), le magmatisme reprend à la faveur des failles crustales de type extensif et décrochant. La délamination (c'est-à-dire le détachement et la fusion partielle de la partie inférieure de la racine du plateau) de la croûte continentale épaissie lors de la compression nord-sud de la plaque afro-arabique vers la plaque eurasiennne génère un magmatisme (Notsu *et al.*, 1995 ; Keskin, 2007 ; Şengör *et al.*, 2008 ; Kheirkhah *et al.*, 2009 ; Pamukçu et Akçıĝ, 2011). Selon Keskin (1998) et Alpaslan (2008), repris par Yılmaz (2008), les produits de l'activité volcanique post-collision résultent d'une fusion crustale liée au soulèvement régional rapide en Anatolie orientale.

L'Anatolie orientale présente l'un des transects volcaniques les plus complets de la récente zone continentale en collision (Yılmaz *et al.*, 1987 ; Keskin *et al.*, 1998). Les premiers basaltes à apparaître sont de nature tholéïtique et alcaline. Les éruptions les plus récentes consistent principalement en des basaltes alcalins primitifs dont les centres éruptifs sont petits mais bien dispersés au sein des terranes qui forment l'Anatolie orientale (Yılmaz *et al.*, 1987, 1998 ; Pearce *et al.*, 1990 ; Notsu *et al.*, 1995 ; Polat *et al.*, 1997 ; Keskin *et al.*, 1998 ; Yutmen *et al.*, 2002 ; Keskin, 2003 ; Şen *et al.*, 2004 ; Özdemir *et al.*, 2006 ; Ekici *et al.*, 2007 cités par Çoban, 2007). Les magmas se différencient au cours du temps en raison des mécanismes de fractionnement du basalte. Ces mécanismes varient distinctement entre les régions en extension et celles en compression (Çoban, 2007). Les contraintes géodynamiques jouent donc un rôle important dans la genèse des magmas. Les ondes sismiques tomographiques suggèrent une atténuation du manteau lithosphérique correspondant au magmatisme Néogène et Quaternaire (Çoban, 2007).

Sur le haut plateau turco-iranien, l'activité volcanique a débuté au Néogène et s'est intensifiée au Pliocène, celle-ci a perduré durant la période historique avec notamment les éruptions du Nemrut en 1441, 1597 et 1692 AD (Yılmaz, 1998 ; Tchalenko, 1977 cité par Güleç *et al.*, 2002, Ulusoy, 2003). Les grands centres volcaniques de la région est-anatolienne se sont développés durant le Quaternaire. Ce sont d'est en ouest : Kars, Ararat, Tendürek, Meydan, Süphan, Nemrut, Bingöl et Muş. Les volcans Ararat, Tendürek, Meydan-Gürgürbaba, Süphan et Nemrut sont alignés dans cet ordre selon un axe nord-est sud-ouest, près de la limite de plaque (Notsu *et al.*, 1995).

2.2. Les différents modèles expliquant le volcanisme est-anatolien

Depuis les années 1970, différents modèles géodynamiques ont été proposés pour expliquer le magmatisme est anatolien. Pour être validés ces modèles doivent répondre au problème posé par les volumes de magma générés sous le plateau est anatolien d'une part, et la genèse de ces magmas d'autre part (Keskin, 2007). Or le premier modèle géodynamique où le magmatisme est la conséquence de l'échappement tectonique (fig.3a) de microplaques à l'est et à l'ouest proposé par McKenzie (1972), ne permet pas d'expliquer la genèse et les volumes de magma émis dans cette région. C'est en 1982, que le premier modèle géodynamique expliquant ces deux paramètres est

proposé. Innocenti *et al.*, (1982) suggèrent que le détachement et la migration du panneau plongeant vers le nord, sous le plateau anatolien, générerait un magmatisme de faible intensité du sud vers le nord. Le détachement du slab (panneau plongeant) se serait produit juste après la collision. Dans ce modèle, les magmas calco-alcalins formant la ceinture volcanique Plio-Quaternaire au nord auraient été générés au-dessus du slab rémanent. Les magmas alcalins, formés au sud, seraient quant à eux générés par la remontée de l'asthénosphère sous le *slab window* (fig.3b), derrière le slab détaché. Le modèle proposé par Innocenti *et al.*, (1982) ne prend pas en compte le volcanisme le plus au nord dans la région de Kars. Or Keskin *et al.*, (1998) ont montré que ce volcanisme est âgé de ca 11 Ma et qu'il a ensuite migré vers le sud (Keskin, 2003). Ce modèle a été néanmoins remis en cause par Keskin lui-même et d'autres avec lui (inf. communiquée par E. Aydar).

Tokel (1985) propose un modèle où le magmatisme se serait formé en contexte de rifting (fig.3c). Cet auteur s'appuie sur la présence de laves tholéïtique et alcaline intercalées avec des sédiments lacustres et retrouvées dans des carottes prélevées dans les bassins est anatoliens. Tokel (1985) s'appuie aussi sur le modèle mathématique développé par Turcotte (1983) où la néotectonique est dominée par un régime de contraintes de type extensif. Ce modèle a été réfuté par les études portant sur le régime de contraintes néotectoniques (Şengör et Kidd, 1979 ; Şengör *et al.*, 1985 ; Şaroğlu, 1985 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Koçyiğit, 1991 ; Tatar, 1996 ; Bozkurt, 2001). En effet, les auteurs de ces différentes études montrent que les bassins de la région est anatolienne sont liés aux failles décrochantes, les bassins formés sont donc des bassins en pull-apart et non des rifts. La néotectonique entraîne la formation de failles décrochantes et inverses (Keskin, 2007).

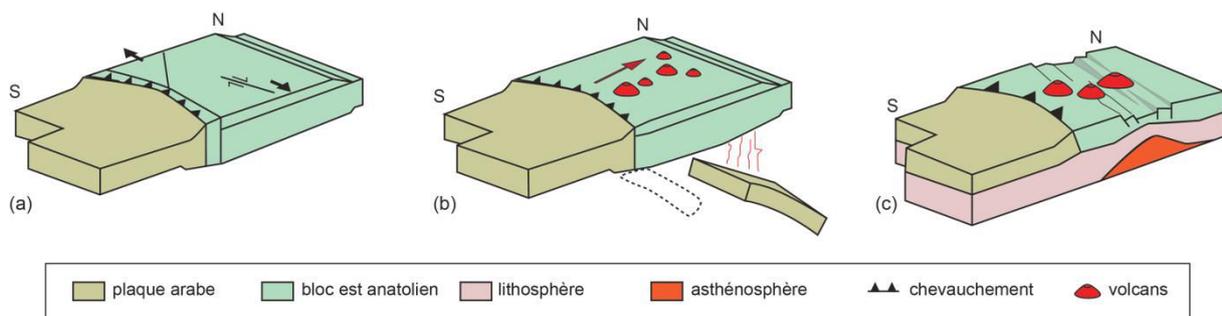


Figure 3: Modèles (a) d'échappement (McKenzie, 1972); (b) de migration vers le nord et détachement du slab (Innocenti *et al.*, 1982); de rifting (Tokel, 1985) (Modifié d'après Keskin, 2007)

Néanmoins, le modèle extensif n'est pas abandonné pour expliquer la remontée de magma. Dewey *et al.*, (1986), Pearce *et al.*, (1990) et Keskin *et al.*, (1998) proposent un modèle où l'extension locale (matérialisée par les bassins en pull-apart) permettrait la remontée de magma (fig.4a). Ce magma proviendrait de l'écaillage de la lithosphère sous les bassins en pull-apart (Erzincan, Karasu-Pasinler-Horasan et Muş). Les auteurs proposent également un étirement rapide de la lithosphère additionné à une délamination de petite échelle sous les pull-apart entraînant la fusion du manteau, à l'origine du magmatisme. Selon Keskin *et al.*, (1998) le rôle des bassins en pull-apart reste indéterminé, ces bassins ne sont-ils qu'un chemin vers la surface pour les magmas, ou bien favorisent-ils la fusion du

manteau ? Ce modèle contraint le volcanisme à l'intérieur des bassins en pull-apart, or comme le fait remarquer Keskin (2007), le volcanisme est-anatolien s'étend sur une surface plus vaste que celle des bassins.

Le modèle de la délamination (fig.4b) du manteau lithosphérique proposé par Pearce *et al.*, (1990) et affiné par Keskin *et al.*, (1998) met en contact l'asthénosphère avec une partie de la lithosphère métasomatisée permettant la genèse d'une grande quantité de magma. La délamination cause une perturbation dans le manteau lithosphérique qui passe juste au-dessus de son solidus. Le bloc délaminé plonge dans l'asthénosphère en relâchant de l'eau qui abaisse le point de fusion du matériau et permet la genèse du magma (Elkins-Tanton, 2004).

Ce mécanisme joue un rôle important dans la fusion partielle du manteau et produit un volcanisme pouvant s'étendre sur une large région (Keskin, 2007). Néanmoins, des études sismiques (Şengör *et al.*, 2003 ; Zor *et al.*, 2003) attestent de l'absence de manteau lithosphérique sous la région est anatolienne, mettant en difficulté ce modèle pour toute la région concernée.

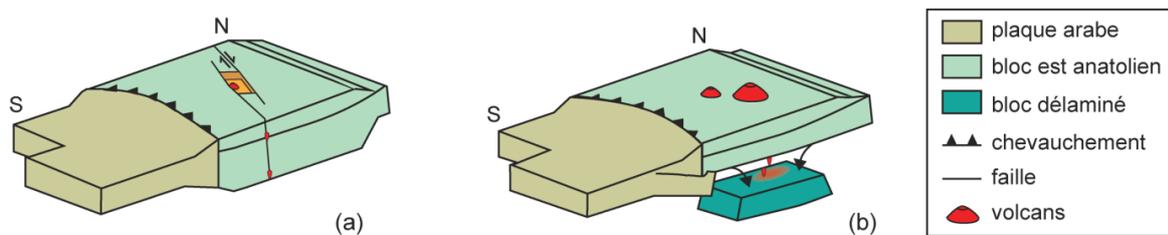


Figure 4 : (a) extension localisée avec pull-apart (Dewey et al, 1986 ; Pearce et al, 1990; Keskin et al, 1998); (b) délamination du manteau lithosphérique sous la région est-anatolienne (Pearce et al, 1990; Keskin et al, 1998)

La dernière hypothèse proposée par Şengör *et al.*, (2003) et soutenue par Keskin (2003) consiste en un retrait vers le sud et une rupture du panneau plongeant sous la région est-anatolienne (fig.5).

Le sud du plateau Erzurum-Kars coïncide avec le complexe d'accrétion est-anatolien daté du Crétacé-Oligocène (Şengör et Yılmaz, 1981). Ce dernier peut être vu comme un large vestige du prisme d'accrétion situé entre les Pontides et le massif Biltis-Pötürge et issu de la subduction de vergence nord de la lithosphère océanique téthysienne. Les complexes d'accrétion n'ont pas de racine lithosphérique, contrairement aux blocs continentaux. Ils sont produits et supportés par le panneau plongeant en subduction (Şengör *et al.*, 2003). Les études tomographiques menées par Piromallo et Morelli (2003) attestent de la présence d'un slab détaché à 300-500 km de profondeur.

Les différentes études menées en géologie, géochimie et géophysique vont en faveur d'un modèle où le volcanisme est lié d'une part à la délamination et au retrait vers le sud puis à la rupture du panneau plongeant sous la région est-anatolienne d'autre part (fig.5).

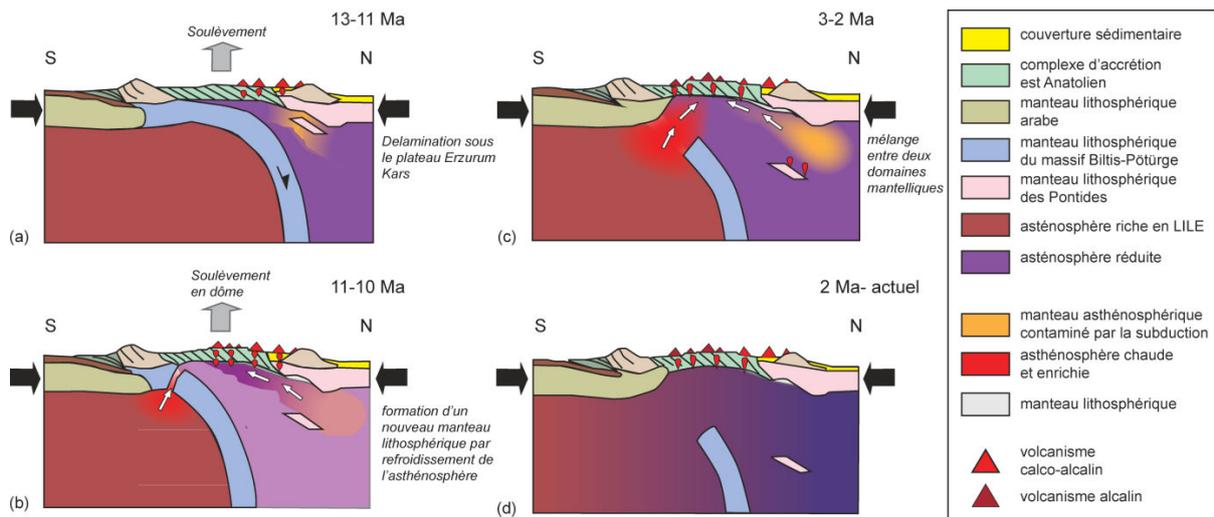


Figure 5: Modèle de magmatisme est anatolien généré par la délamination et le retrait puis la rupture du panneau plongeant (d'après Pearce et al, 1990 ; Şengör et al, 2003; Keskin, 1998, 2003,2007)

3. Les centres volcaniques Néogène et Quaternaire des quatre régions volcaniques de cette étude en Anatolie orientale

Ce travail de recherche concerne quatre complexes volcaniques d'âges différents. Les deux plus récents sont celui du Meydan-Gürgürbaba avec l'extrusion du dôme Gürgürbaba (400 ka ; résultats S. Nomade, communiqués mais non publiés), et celui du Nemrut qui connaît une dernière éruption en 1692 AD (Aydar *et al.*, 2008). Ces deux complexes sont situés dans la zone est-anatolienne en compression. Les complexes volcaniques de Solhan et d'Alatepe sont les plus anciens (respectivement 5 et 4,5 Ma (Şaroğlu et Yılmaz, 1986 ; Yılmaz *et al.*, 1987 ; Burlot-Gurlet *et al.*, 1995 ; Bigazzi *et al.*, 1994, 1998) ; ils se situent dans la région de Bingöl qui est affectée par l'activité de la zone de faille est-anatolienne.

3.1. Les complexes volcaniques en situation de régime tectonique compressif

3.1.1. Situation géodynamique de la région nord du lac de Van

La région du lac de Van, en Anatolie orientale, se situe dans un domaine géodynamique en compression (« *the Eastern Anatolian Compressional Tectonic Block* » ou EACTB), à environ 125 km du point triple de Karliova (jonction entre les zones de failles nord et est anatolienne). La région est affectée par des failles crustales senestres d'orientation NE-SO et dextres d'orientation NO-SE (fig.6). Il est admis que le bassin du lac de Van est un bassin structural rémanent de la collision entre les plaques Arabe et Eurasienne (Şengör et Kidd, 1979 ; Dewey *et al.*, 1986 ; Şaroğlu et Yılmaz, 1986). Ce bassin s'est formé durant le Pliocène et acquiert sa forme actuelle suite au volcanisme Quaternaire (Selçuk, 2016).

La région volcanique sur laquelle porte en partie notre attention correspond au nord du lac de Van. Cette région s'étend du complexe volcanique du Meydan à l'est jusqu'à celui du Nemrut à l'ouest (fig.6). Ces complexes volcaniques sont alignés selon un axe NE-SO (encart orange fig.6). Cet alignement volcanique se prolonge plus à l'est jusqu'au complexe d'Ağrı.

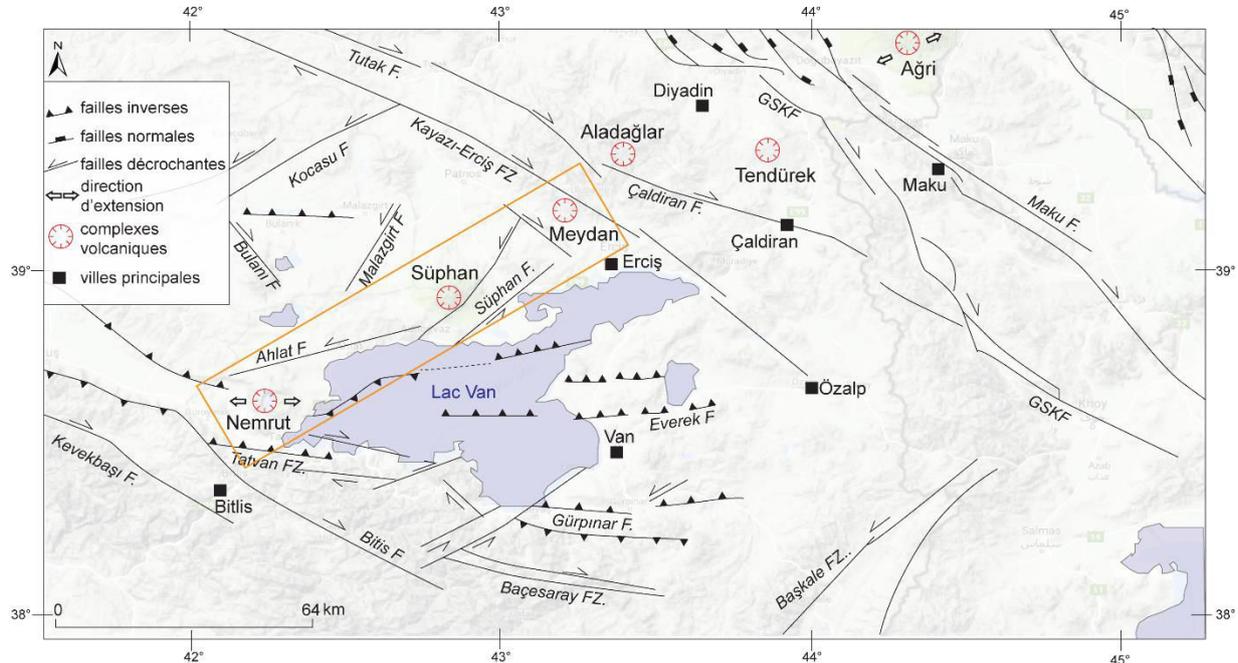


Figure 6: Contexte tectonique de la région de Van (modifié d'après Selçuk, 2016). En encart : situation de deux des complexes volcaniques (Nemrut et Meydan) étudiés dans ce travail

Les complexes volcaniques de cette zone sont des volcans composites formés d'un édifice principal où les produits des différentes éruptions se sont accumulés en se superposant les uns aux autres. Cet édifice principal présente une caldera sommitale et un ou des édifices secondaires souvent des dômes ou des cônes.

3.1.2. Construction du volcan composite

Les complexes volcaniques se forment lors d'éruptions successives où peuvent alterner des coulées de laves et des émissions pyroclastiques. Ces émissions peuvent être issues d'un même événement ou non. La nature des édifices formant le complexe volcanique peut être variée et associée volcan composite, dôme et / ou cône de cendre (Davidson et De Silva, 2000). Ces volcans correspondent sur les terrains de cette étude au Nemrut et au Meydan-Gürgürbaba.

Les volcans composites prennent une forme conique qui résulte de l'alternance de phases d'aggradation et de dégradation du volcan. Les phases d'aggradation se font lors de la mise en place de coulées de lave et de dépôt de matériaux pyroclastiques. Les phases de dégradations se font d'une part lors des périodes de repos du volcan (érosion) et lors d'évènements plus rares en lien avec la

gravité (avalanche de débris) ou la vidange de la chambre magmatique (formation d'une caldera) d'autre part.

La plupart de volcans composites présentent la même morphologie en cône caractérisée par un profil concave. Ce profil est typique des volcans composites actifs et donc à l'équilibre (entre phases de construction et de destruction de l'édifice). Les produits de l'érosion s'accumulent en bas de versant du volcan, élargissant la base de ce dernier et rendant ses pentes plus convexes.

Construction du volcan composite

De façon générale, l'augmentation de masse et d'élévation des volcans composites s'effectue au sommet de ce dernier. Les volumes de magma se réduisant au cours du temps et la nature du magma changeant (processus de cristallisation fractionnée), les produits émis s'accumulent au sommet du volcan formant des pentes de plus en plus raides aux abords du sommet (fig.7).

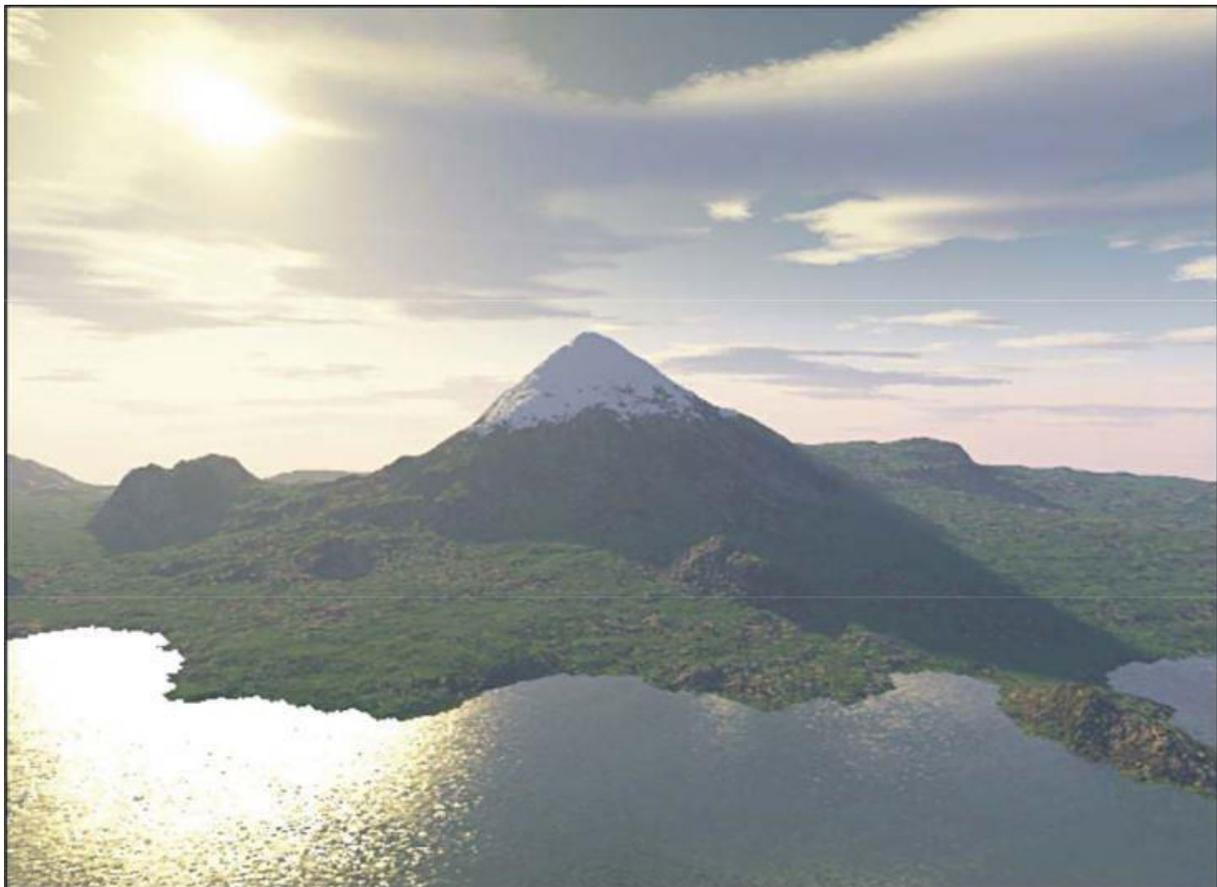


Figure 7: Vue virtuelle du Nemrut avant formation de la caldera sommitale (d'après Ulusoy, 2008)

La taille d'un volcan dépend de plusieurs facteurs qui sont la nature et la quantité de magma disponible, la différenciation du magma au cours du temps et le profil de densité de la croûte. Les volcans les plus larges et hauts (Ararat en Turquie) se situent en zone intraplaque (cas de l'Anatolie orientale) où la quantité de magma disponible est importante (Davidson et De Silva, 2000). Les éruptions des volcans composites résultent d'une surpression au sein du réservoir magmatique. Les

données géophysiques révèlent la présence de chambres magmatiques à une faible profondeur (4-5 km de profondeur pour le Nemrut (Ulusoy, 2008). Ces données sont corroborées par celles issues de la pétrologie où les produits magmatiques sont dominés par la présence de plagioclases et des compositions chimiques révélant un mélange crustal (Davidson et De Silva, 2000). L'augmentation de masse du volcan entraîne une augmentation de la pression lithostatique sur la chambre magmatique se situant à faible profondeur. Cette surpression favorise le déclenchement d'une éruption. Ce cycle se répète jusqu'à ce que le réservoir magmatique soit vide.

3.1.3. Destruction du relief structural

La destruction du relief existant s'opère au travers de plusieurs agents : le climat, l'activité hydrothermale et la gravité qui agissent dans le temps long ; mais aussi lors d'évènements plus rares comme des éruptions majeures qui peuvent engendrer la formation d'une caldera. Le Nemrut (fig.8a) et le volcan Meydan (fig.8b) ont tous deux connus au moins une éruption majeure durant laquelle s'est formée leur actuelle caldera sommitale respective.

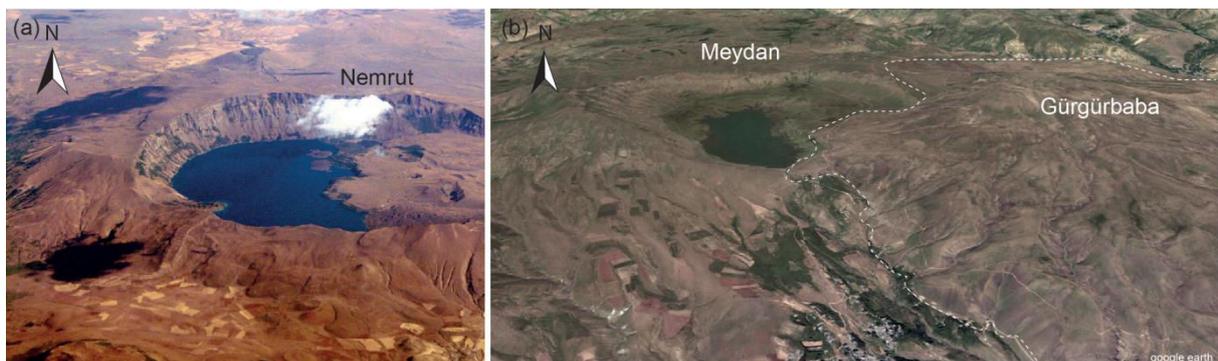


Figure 8: Vue aérienne (a) du Nemrut et de sa caldera, (b) du complexe Meydan-Gürgürbaba avec la caldera du Meydan ouverte sur le sud (image google earth), en direction du nord

Pour le Nemrut, ont été identifiés cinq dépôts ignimbricitiques dont les âges s'étendent de 245 à 30 ka (Mouralis *et al.*, 2010, Çubukçu *et al.*, 2012, Sumita et Schminke, 2013) témoignant de plusieurs grandes phases de destruction avec formation d'une caldera.

La destruction des reliefs par les processus d'érosion est évoquée plus en détail dans la partie 4 traitant des facteurs morphogènes.

3.1.4. Un ou des événement(s) secondaire(s)

La morphologie structurale classique en cône doit sa constance à la localisation de l'évènement relativement fixe dans le temps, permettant ainsi l'adjonction de masse au sommet de l'édifice. Néanmoins, cette relative présence fixe de l'évènement est à tempérer puisque bon nombre de volcans composites présentent un ou des événements secondaires. L'activité de ces événements secondaires se manifeste par la présence de cônes cendreaux ou de dômes sur les flancs du volcan composite (le Gürgürbaba au sommet du

complexe du Meydan : fig. 8) ; on parle alors de cônes ou dômes adventifs. Le plus souvent ces édifices se forment lors d'une seule phase éruptive et sont dits monogéniques (Davidson et De Silva, 2000). Ces volcans monogéniques lorsqu'ils sont alignés sont interprétés comme la migration latérale du magma de la chambre principale, sous l'influence d'une faille (*e.g* Nemrut) ou plus communément une migration verticale du magma issu d'une autre chambre magmatique (Davidson et De Silva, 2000), comme cela semble être le cas sur le complexe Meydan-Gürgürbaba puisque la composition est alcaline pour les produits du Meydan et calco-alcaline pour ceux du Gürgürbaba (Yılmaz *et al.*, 1987 ; Arslan, 1994).

D'un point de vue géochimique, les produits provenant des édifices adventifs présentent des compositions plus primitives (plus basiques) que les produits issus de l'événement principal, lorsqu'ils sont issus d'un autre réservoir magmatique plus petit, qui n'intercepte pas le réservoir principal.

Les volcans composites du sud-est anatolien étudiés sont le Meydan-Gürgürbaba et le Nemrut. Les produits du Meydan-Gürgürbaba vont des compositions basiques à intermédiaires, les événements secondaires présentent des produits intermédiaires à acides sous forme de dôme(s). Le Nemrut présente des produits dont les compositions sont intermédiaires à acides. La présence d'événements secondaires est attestée par un cône basique sur le flanc nord de ce volcan et un dôme comenditique (le Kirkor) sur son flanc sud-ouest.

3.2. Les centres volcaniques associés au régime tectonique décrochant

3.2.1. Le segment du Göynük et le volcanisme dôméen d'Alatepe

Le bassin en pull-apart de Bingöl se situe dans le sud de la province du même nom et est construit par le segment Karhova-Bingöl, le long de faille est-anatolienne (fig.9).

Le bassin de Bingöl est bordé au sud-est par la zone de faille de Genç mesurant près de 20 km de long, et au nord-est par la zone de faille du Göynük. Il se compose de failles décrochantes senestres parallèles entre elles, se répartissant sur une distance de 2 à 3 km d'est en ouest, et d'une longueur d'environ 85 km (Aydan *et al.*, 2003). La zone de faille décrochante dextre de Harabeköy, orientée NO-SE, borde la partie orientale de ce bassin (fig.9). A l'ouest, le bassin est bordé par la faille de Palu qui s'étend jusqu'au lac Hazar. Sarp (2014) constate l'absence de failles normales au nord et sud du bassin de Bingöl dont la subsidence se fait par l'intermédiaire de failles normales incurvées au nord-est de ce pull-apart. Ces failles sont orientées parallèlement à la bordure nord orientale du bassin.

La région de Bingöl est principalement recouverte par des roches volcaniques datant de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, qui s'étendent selon un axe orienté SE-NO. Les roches volcaniques présentes sont essentiellement des basaltes et des andésites ; des trachytes et des rhyolites sont aussi présentes mais dans une moindre mesure (Altınlı *et al.*, 1963 ; Seymen et Aydın, 1972). Les produits

de l'altération des andésites permettent le développement de formations plus ou moins épaisses d'altérites de teinte brune et rouge (Aydan *et al.*, 2003). Au sud du bassin, Aydan *et al.*, (2003) notent la présence de roches métamorphiques variées, de serpentine, d'ophiolite et de flysch. Cette région est formée par les deux grands ensembles volcaniques que sont les montagnes de Solhan à l'est de la faille de Göynük, et les montagnes d'Alatepe à l'ouest de cette même faille.

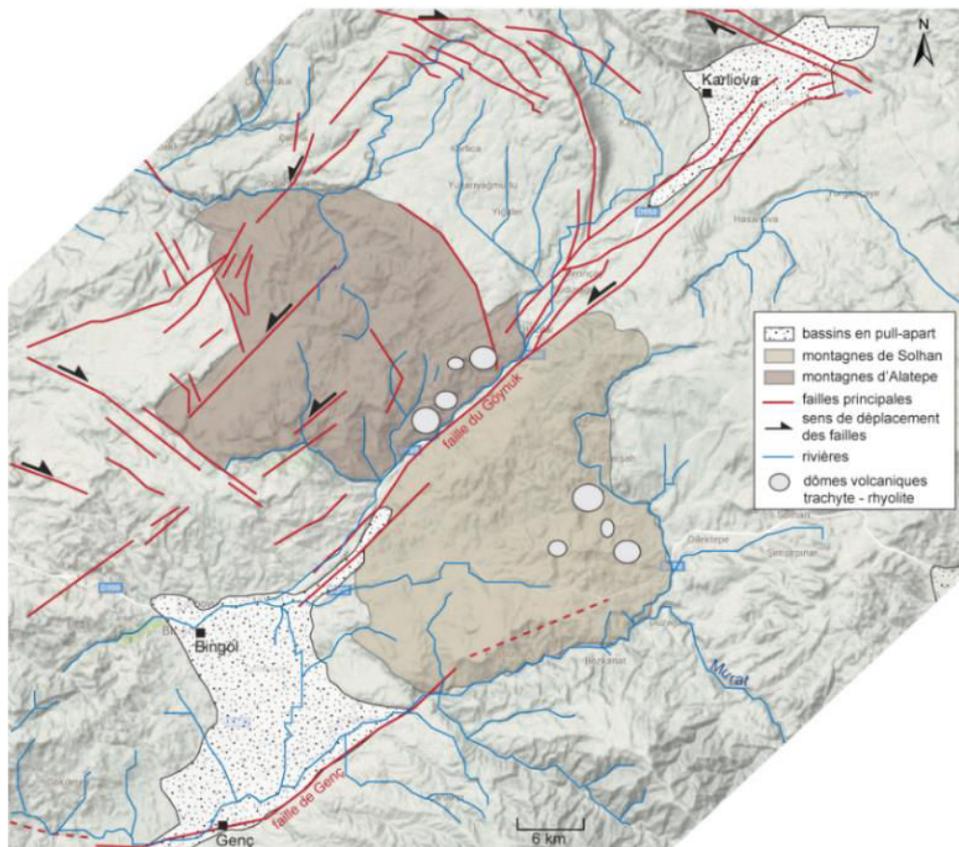


Figure 9: Segment Karliova-Bingöl et bassin en pull-apart de Bingöl (données tectoniques : Emre *et al.*, 2003 ; fond topographique : google earth)

La plaine de Bingöl est occupée par des cônes alluviaux composites et coalescents. Les dépôts quaternaires sont observés dans cette plaine depuis le sud sud-est de la ville de Bingöl jusqu'à la ville de Genç au sud. Ces dépôts ont été transportés par les rivières de Gayit et du Göynük au nord-est et consistent en des graviers, sables, silts et argiles (Aydan *et al.*, 2003).

3.2.2. Formation de dômes et de dôme-coulées

Les complexes volcaniques dôméens des régions de Solhan et d'Alatepe, se composent d'un ensemble de dômes et dôme-coulées.

L'extrusion d'un dôme est très souvent précédée d'une éruption plinienne dont les tephras forment un anneau autour de l'évent (Heiken et Wolletz, 1987). Les dômes de lave se forment à partir de magma

riche en silice (>70 %) s'épanchant à l'aplomb de l'évent. La viscosité importante de ces laves empêche un écoulement fluide limitant le diamètre des dômes autour du kilomètre (Fink et Anderson, 2015) et leur conférant des pentes abruptes. Les dômes présentent deux types de textures : en blocs ou vésiculés (Fink et Anderson, 2015). Le deuxième type de structure est celui où l'obsidienne peut se former. La couche d'obsidienne se situe alors sous la couche de ponces finement vésiculée (fig.10) (Fink et Menley, 1987).

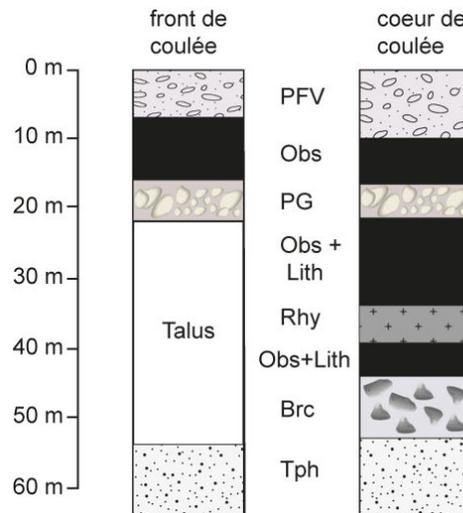


Figure 10 : Coupe schématique au front et au cœur d'une coulée lavique formant un dôme à obsidienne (d'après Fink et Manga, 1987)

Les dômes des régions volcaniques de Solhan et de Bingöl présentent très peu de structures obsidienniques en place. Les rares bancs d'obsidienne observés sont associés avec 1) des téphras, 2) de la rhyolite ou rhyodacite et 3) des brèches.

4. Evolution du paysage : les facteurs morphogènes

Retrouver des sources d'obsidienne, ou d'autres matériaux lithiques, implique une stabilité des processus morphogènes d'origine endogène (tectonique, volcanisme) ou d'origine exogène autrement dit liée à l'érosion (Mouralis, 2016). Or, la Turquie est un pays géologiquement actif (en témoignent les récents séismes de 2003 (M = 6,4 à Bingöl) ou celui de 2011 à Van (M = 7,2)) et l'activité volcanique y perdure durant la période historique avec notamment les différentes éruptions du Nemrut en 1441, 1597 et 1692 AD (Ulusoy, 2003). La tectonique et le volcanisme accentuent la mobilité des paysages. A cela s'ajoute l'érosion des reliefs favorisée par la tectonique et les variations climatiques (glaciaires/inter glaciaires) du Quaternaire.

4.1. La tectonique : une mobilité des paysages à grande échelle

Les grands accidents tectoniques guident l'activité volcanique depuis le Miocène et de nombreux affleurements d'obsidienne sont associés à l'activité tectonique du Cénozoïque. C'est le cas des

affleurements d'obsidienne du bassin d'Erzincan, par exemple. Ces obsidiennes sont associées au dôme rhyolitique de Böztepe qui se situe sur la marge nord de ce bassin en pull-apart.

Le déplacement le long de la faille est-anatolienne qui s'est initié au Mio-Pliocène a toujours cours, sa vitesse varie entre 6 et 10 mm.an⁻¹ (Sarp, 2014). Depuis le milieu fin du Miocène, le déplacement cumulé de la faille est de 22 ± 5 km (Seyman, 1965 ; Arpat et Şaroğlu, 1972 ; Seyman et Aydın, 1972, Hempton, 1987). Les reliefs volcaniques qui se sont formés de part et d'autre de cette zone de failles ont donc subi un déplacement relatif au cours du temps, qui met en vis-à-vis des complexes volcaniques qui auraient été éloignés. Ce phénomène s'observe pour les complexes volcaniques de Solhan et d'Alatepe qui sont séparés par la zone de faille du Göynük. Les volcanites de Solhan se sont mises en place avant l'ouverture de ce segment, alors que les produits volcaniques d'Alatepe sont contemporains de l'ouverture de la faille.

La récurrence de l'activité tectonique le long des lignes de faille produit des effets géomorphologiques notables (Gordon, 1998 ; Giamboni, 2005 ; Selçuk, 2016). Cette activité, qui dure tout au long du Quaternaire, est à l'origine du changement du niveau de base régional et d'une incision consécutive du réseau hydrographique à l'origine du démantèlement progressif des morphologies (Mouralis, 2016).

4.2. Le volcanisme : un impact morphogène immédiat

Les éruptions volcaniques sont des facteurs d'évolution rapide des paysages. En effet, elles détruisent les formations antérieures, fossilisent les paléo-topographies et les formations associées ou encore forment des reliefs par l'accumulation de leurs produits. En Anatolie orientale, l'histoire du complexe volcanique du Nemrut illustre bien ces différents processus. Cet édifice s'est formé au cours du Pléistocène moyen et supérieur par la superposition de coulées et l'accumulation de produits ignimbritiques émis lors des éruptions paroxysmales formant la caldera sommitale.

Yılmaz (1981) reconnaît trois phases à obsidiennes dont deux formées ante-caldera dans des coulées de comendite et de trachyrhyolite. Or, Sumita et Schmincke (2013b) recensent cinq ignimbrites dont les âges Ar/Ar s'étendent de 245 à 34 ka. Lors de ces éruptions, les produits ignimbritiques ont sans doute recouvert les formations à obsidienne antérieures. De ce fait, des obsidiennes anciennes auraient pu être restées cachées à certaines populations préhistoriques, à moins d'avoir été mises à l'affleurement par les processus d'érosion ultérieurs à la mise en place des laves. L'activité historique du Nemrut localisée sur le flanc nord, peut quant à elle, avoir fossilisé d'anciens affleurements exploités par les populations préhistoriques. Si elles existent, de telles formations à obsidienne ne sont plus ni visibles ni donc accessibles aujourd'hui.

4.3. L'érosion accentuée par la tectonique

La tectonique contribue à déplacer les morphologies existantes de façon latérale et/ ou verticale. En ce sens elle modifie le niveau de base de la région. Lorsque les changements liés à la tectonique sont rapides, le réseau hydrographique n'a pas le temps de s'adapter aux nouvelles formes de relief, créant alors de nombreux cas d'épigénie. Ainsi, le long de son tracé, le Murat (branche sud-est de l'Euphrate turc) illustre cette inadaptation aux structures (Mouralis, 2016), en traversant les montagnes du Murat en direction du sud-ouest puis en atteignant la plaine de Muş où il forme un coude vers l'ouest pour rejoindre le bassin de Bingöl, passant ainsi au travers des gorges du sud des montagnes de Solhan (Mouralis, 2016).

Les variations du climat au cours de l'Holocène participent aussi grandement à l'érosion des reliefs et à la transformation des paysages, contribuant ainsi à l'incision ou à la formation de terrasses alluviales. Les données paléoenvironnementales du programme ANOVAN (Kuzucuoğlu *et al.*, 2008) ont montré la part relative des forçages d'origine climatique (Christol *et al.*, 2010 ; Kuzucuoğlu *et al.*, 2010) et d'origine volcano-tectonique (Mouralis *et al.*, 2010) dans les variations du niveau du lac de Van, au cours du Pléistocène supérieur. En dehors de ces données paléoenvironnementales, aucune étude précise ne s'est intéressée au fonctionnement hydro morphologique des cours d'eau qui concernent les volcans à obsidienne en Anatolie orientale (Mouralis, 2016). Or, comme l'ont souligné Chataigner et Gratuze (2014a) dans le cas de la vallée de l'Arax, les dépôts alluviaux peuvent former des gisements secondaires très importants pour l'exploitation d'obsidiennes par les populations préhistoriques.

Conclusion

Le contexte géodynamique permet de déterminer la nature chimique des magmas (calco-alcalin pour les zones de subduction et alcalin en contexte intraplaque) et d'appréhender les conditions de formation des complexes volcaniques de l'est-anatolien et donc des obsidiennes. La nature chimique du magma ne conditionne pas la formation d'obsidienne à partir du moment où celui-ci est riche en silice (composition dans le champ des rhyolites). Dans le cadre de l'Anatolie orientale, le modèle de la délamination semble être le meilleur candidat pour expliquer le volcanisme intra plaque de la région et la formation des centres volcaniques.

Les centres volcaniques à obsidienne étudiés dans cette thèse se répartissent dans deux contextes tectoniques, le Meydan-Gürgürbaba et le Nemrut se situent en contexte régional compressif lié à la convergence de la plaque Arabe et eurasienne ; les montagnes de Solhan et d'Alatepe se situent en contexte régional transformant lié au jeu de coulissage de la zone de faille est-anatolienne et plus particulièrement du segment Karliova-Bingöl.

La tectonique contribue à modifier le niveau de base régional favorisant ainsi l'érosion, le démantèlement des formations à obsidienne et les phénomènes d'épigénie. Les variations climatiques au cours du Quaternaire ont elles aussi favorisé l'érosion des reliefs contribuant à l'incision des vallées, modifiant les hauteurs d'eau dans les lacs et rivières et participant de ce fait à la formation de terrasses alluviales où l'obsidienne préalablement démantelée et transportée par le réseau hydrographique peut être déposée.

L'activité volcanique contribue aussi à l'accessibilité des sources en recouvrant les formations d'obsidienne antérieures par les produits des éruptions, ou au contraire en mettant à jour des formations à obsidienne notamment lors d'éruption avec formation de courants pyroclastiques dont le pouvoir érosif peut être important. Les éruptions volcaniques sont des facteurs de transformation du paysage à des échelles de temps très courtes, ce qui n'est pas le cas de la tectonique et de l'érosion.

PARTIE II :

Methodologie : methodes de caracterisation de l'obsidienne a differentes echelles

Introduction de l'approche méthodologique

La méthodologie développée pour cette étude s'appuie sur plusieurs outils d'analyse. Ces analyses opèrent à des échelles différentes (du paysage à l'obsidienne) et se complètent les unes les autres. Dans les études de provenance des obsidiennes, la géochimie est la méthode principale utilisée pour caractériser l'obsidienne (Cann et Renfrew, 1964; Poidevin, 1998, Shackley, 1998). Elle permet de connaître la signature chimique d'un matériau. Cette méthode, couplée à une analyse statistique permet l'attribution d'artefacts archéologique à un volcan où une obsidienne a été analysée également (Gratuze, 1994 ; Chataigner, 1998 ; Cauvin, 1998 ; Frahm, 2012, Orange, 2013, Le Bourdonnec, 2010). Cette méthode d'analyse, employée seule, ne permet cependant pas : 1) de caractériser entièrement les propriétés chimiques et physiques de l'obsidienne (qu'il s'agisse d'un artefact ou du gisement dont elle est issue) ; 2) de comprendre les modalités de formation et de mise en place du matériau ; 3) d'attribuer exactement des artefacts à un ou des gisements. De ce fait, des analyses pluridisciplinaires et multiscalaires sur le terrain sont nécessaires pour répondre aux problématiques amont (avant attribution) des études de provenance des obsidiennes, à savoir l'identification, la caractérisation et la mise en place des affleurements d'obsidienne ainsi que la viabilité des attributions précédemment réalisées sans contextualisation des affleurements et des caractères de l'obsidienne *in situ*.

Cette étude s'appuie donc en premier lieu sur l'observation et l'analyse de terrain qui comprend une étude géologique et géomorphologique à plusieurs échelles : celle de la région volcanique, puis celle du massif volcanique et enfin celle de l'affleurement d'obsidienne (ce dernier constituant ici la « source » représentant l'objectif scientifique visé par l' « obsidian sourcing »). Cette première analyse a pour but la contextualisation volcanologique et géomorphologique des obsidiennes, la formulation de premières hypothèses sur le mode de mise en place, et de déterminer l'accessibilité de la ressource à l'échelle du massif (position de l'affleurement) et à l'échelle de l'affleurement lui-même (obsidienne dans un encaissant ou non, épaisseur de la couche d'obsidienne). Les relevés et analyses de terrain sont suivis de l'analyse chimique en laboratoire. L'analyse géochimique reste en effet une méthode importante qui permet d'une part la caractérisation chimique du matériau (et donc son origine et sa nature) et d'autre part la comparaison des signatures chimiques entre échantillons géologiques et artefacts archéologiques. Nous avons complété la caractérisation chimique par une caractérisation pétrologique (rarement réalisée), qui permet de déduire les modes de mise en place et de définir la qualité du matériau pour la confection d'outils. Toutes les données analytiques sont ensuite hiérarchisées dans une base de données (« base de données GÉObs ») à partir de laquelle les résultats des analyses peuvent être extraits par des requêtes. Ces résultats et leurs traitements statistiques éventuels vont permettre de déterminer les affleurements d'obsidienne ayant pu servir de « gisement » (« source ») dans le passé à tel ou tels objets réalisés en obsidienne. En effet, l'outil statistique intervient comme moyen de validation des hypothèses fondées sur les résultats des analyses de

laboratoire et la connaissance des gisements potentiels, en attribuant des artefacts archéologiques à nos échantillons géologiques.

Les analyses ont été faites sur 532 échantillons géologiques provenant de dix régions volcaniques investiguées sur le terrain entre 2013 et 2016 dans le cadre du projet ANR GeObs (tab.1). Les 385 échantillons des quatre régions d'étude de cette thèse (Meydan, Nemrut, Solhan et Alatepe) font partie de ces 532 échantillons qui composent actuellement la base de données du programme GeObs.

opérateurs	laboratoires	méthodes				
		p-XRF	LA-ICP-MS	Pétrologie	Microsonde	datation
AKR, DM, YR	LGP	401				
AKR, BG	LGP/ IRAMAT		532			
AKR	LGP			163	26	
SN, AP	LSCE					14

Tableau 1: nombre d'échantillons analysé par méthode et par opérateur ou groupe d'opérateurs

Dans cette deuxième partie consacrée aux méthodes d'analyse, le premier chapitre présente la méthode d'investigation sur le terrain. Le chapitre 2 s'intéresse à l'analyse géochimique par LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inducted Coupled Plasma Mass Spectrometer*). Le chapitre 3 présente deux méthodes complémentaires et originales dans les études de provenance des obsidiennes (la pétrologie ; l'analyse chimique par microsonde de minéraux et verres). Le chapitre 4 présente la base de données GeObs et les outils statistiques que nous avons utilisé pour l'attribution d'artefacts archéologiques à un gisement d'obsidienne. Enfin, le cinquième chapitre présente la méthode de datation utilisée dans le programme GeObs et dans cette thèse.

Chapitre 3 : Analyses à partir du terrain : typologie des affleurements d'obsidienne

Introduction

Les missions de terrain du programme de recherche ANR GeObs ont concerné, de 2013 à 2015, dix régions volcaniques (de 1 à 10 ; fig.1) de l'Anatolie orientale. Sur ce total, nos quatre terrains d'étude ont porté sur les volcans : Nemrut (à l'ouest du lac de Van), Alatepe et Solhan (province administrative de Bingöl), le Meydan (au nord-est du lac de Van). Ces régions ont été choisies sur la base des informations trouvées dans la littérature traitant des études de provenance de l'obsidienne, et de résultats d'archéométrie (géologie) appliquée à l'archéologie (Cauvin *et al.*, 1998). Le choix de ces régions tient à leur diversité d'un point de vue géologique, géomorphologique et revêt un intérêt archéologique en termes de sources d'approvisionnement.

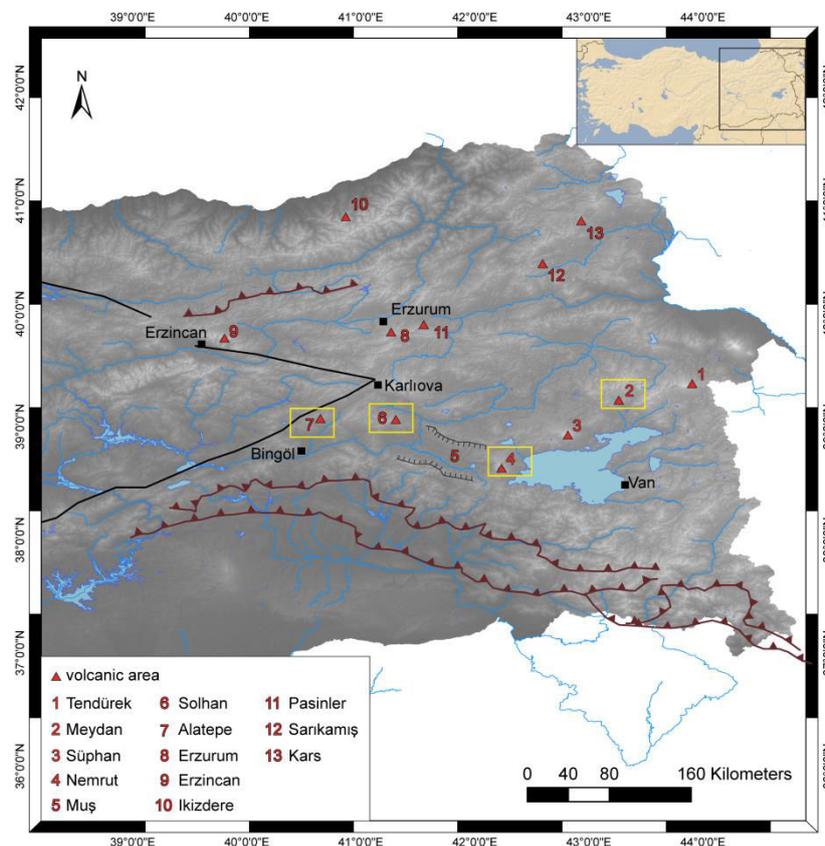


Figure 1 : Carte de localisation des différentes régions volcaniques investiguées en Anatolie orientale

En effet, d'un point de vue géologique les régions de Meydan et Nemrut se situent dans un contexte purement compressif, contrairement aux régions volcaniques de Solhan et Alatepe qui se situent en contexte décrochant lié au jeu de la zone de faille est-anatolienne. D'un point de vue géomorphologique, les quatre régions présentent des morphologies paysagères peu évoluées (Meydan et Nemrut) à très évoluées (Solhan et Alatepe).

Le protocole d'étude de terrain est le même pour toutes les régions volcaniques étudiées. Il consiste en une observation et une description à plusieurs échelles (du complexe volcanique à l'affleurement) des terrains étudiés. Pour chacune des régions investiguées, la collaboration avec la population locale s'est révélée être un atout permettant de localiser rapidement des affleurements d'obsidienne jusqu'alors non répertoriés dans la littérature (cas des affleurements de Sicaksu et Kayacik dans le Nemrut).

1. Objectifs de l'étude de terrain

L'étude de terrain a pour objectifs de localiser, d'identifier et de comprendre la mise en place des différents affleurements d'obsidienne en les replaçant dans leur contexte géologique et géomorphologique. Ces objectifs s'appuient sur une caractérisation physique des affleurements (typologie) et des obsidiennes (faciès). Les indices relevés sur le terrain permettent d'évaluer l'accessibilité d'un affleurement ainsi que la quantité, la qualité de l'obsidienne et sa capacité à être extraite (extractibilité). Ces informations représentent des critères d'exploitabilité de la ressource volcanique dans le cadre des études de provenance.

2. Protocole d'étude

L'analyse de terrain s'appuie sur 1) la localisation des affleurements étudiés, 2) la description exhaustive de ces mêmes affleurements (relations stratigraphiques, type, structure, texture...), 3) description des obsidiennes (forme, faciès), 4) un échantillonnage systématique de tous les affleurements d'obsidienne. Ces quatre points ont pour objectif de dresser une « fiche d'identité » des affleurements d'obsidienne. Chaque niveau de description est implémenté dans la base de données GeObs, présentée dans le chapitre 6.

2.1. La localisation des affleurements étudiés

Le travail sur les études de provenance cherche en partie à préciser les sources d'approvisionnement du matériau, c'est-à-dire de localiser les gisements donc les affleurements exploités. Par conséquent, les affleurements sont cartographiés et localisés par GPS. Les GPS utilisés au cours des trois missions de terrain sont des GPS Oregon de la marque Garmin dont la précision de géolocalisation en x et en y (longitude et latitude) est de 6 m et de 9 m en z (altitudes). Les coordonnées sont enregistrées en UTM zone 37S et 38S.

La localisation et l'identification des affleurements se font à plusieurs échelles spatiales de la plus globale à la plus précise (fig.2). Cet emboîtement d'échelles comprend la région volcanique puis le complexe volcanique, l'évent et enfin l'affleurement d'obsidienne. A l'échelle la plus fine l'affleurement correspond au lieu de mise en place de l'obsidienne (affleurement primaire ou obsidienne *in situ*) ou de son dépôt s'il s'agit d'un affleurement secondaire (non *in situ*).

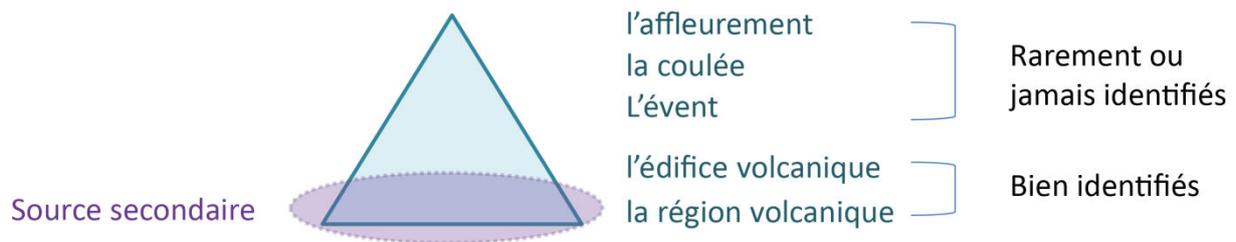


Figure 2 : Schéma illustrant l'emboîtement des échelles spatiales d'une source primaire

2.2. La description stratigraphique des affleurements

Les affleurements sont replacés dans leur contexte géologique (affleurement primaire ou secondaire) et chrono-stratigraphique (recouvrement par d'autres formations ou non). Les formations sont peu ou pas évoluées (Meydan, Nemrut) ou au contraire affectées par les processus d'érosion (ravinement) et d'altération (formation rouge à Solhan et Alatepe). Les formations « en place » permettent de reconstruire la chronologie et le contexte géologique de mise en place des affleurements d'obsidienne. En revanche lorsque les formations sont modifiées par les processus externes, elles renseignent sur les conditions post-mise en place. Si les formations à obsidienne sont en place, l'affleurement est dit autochtone. Lorsque les obsidiennes ne sont pas incluses dans une unité géologiquement en place mais présentes sur leur lieu de formation (dépôt de versant par exemple), l'affleurement est dit sub-autochtone. Enfin lorsque les obsidiennes se situent dans des dépôts remaniés (alluvions, colluvions) l'affleurement est dit allochtone.

Une fois cette première classification effectuée, les affleurements sont de nouveau classés selon leur mode de mise en place (extrusion, coulées, dépôts pyroclastiques, alluvions, colluvions, altérations...).

La description de l'affleurement se fait selon trois niveaux de lecture. En premier lieu, la structure de l'affleurement est étudiée (tab. 1) ; il peut s'agir de lits dont l'épaisseur varie du millimètre à 5 cm, de bancs dont l'épaisseur est comprise entre 5 cm et 2 m ; au-delà le terme de couche est utilisé. Ces termes sont employés sans distinction pour les formations rocheuses, sédimentaires et vitreuses. Les obsidiennes se présentent aussi sous forme discontinue dans les formations. Il s'agit dans ce cas de marékanite (obsidienne arrondie ou subangulaire dont le diamètre est inférieur à 5 cm et dont la surface est indentée), de nodules et de blocs (diamètre supérieur à 15 cm). L'affleurement peut être plissé, faillé ou sans déformation ni faille. Les affleurements peuvent être formés d'une seule unité ou de plusieurs. Le deuxième niveau de lecture concerne la texture (granuleuse ou lisse) de l'affleurement et est intimement lié à la composition de ce dernier. La composition constitue donc le troisième niveau de lecture qui répond à la question « de quoi est constitué l'affleurement (en plus de l'obsidienne)? ». Il peut s'agir de dépôts pyroclastiques soudés ou non, de roches (essentiellement de la rhyolite) ou d'altérites. L'obsidienne peut aussi se trouver seule dans le cas de dépôt de versant ou de surface.

obsidienne affleurant en	continu			discontinu		
types	lits	banc	couche «mur»	marekanite	nodule	bloc
						

Tableau 1 : Structures des affleurements en Anatolie orientale

La description exhaustive des affleurements permet d'en établir une « fiche d'identité » complète et de retrouver leur modalité de mise en place. Les photos et croquis illustrent les descriptions et alimentent la base de données GeObs.

Caractérisation des faciès d'obsidienne d'Anatolie orientale

critères de description des faciès		
teinte	noire	cf planche 1 en annexe
	grise	
	verte	
	Rouge/ brune	
motif	uniforme	cf planche 2 en annexe
	rubané	
	marbré	
	Tacheté/picté	
texture	lisse	cf planche 3 en annexe
	striée	
	granuleuse	
Cristaux cortex	présence	-
	absence	
éclat	vitreux	cf planche 4 en annexe
	gras	
	résineux	
	mat	
	irisé	
cassure	conchoïdale	cf planche 5 en annexe
	subconchoïdale	
	droite	
	irrégulière	

Tableau 2 : Liste des critères de caractérisation d'un faciès d'obsidienne

Il s'agit ensuite de décrire leur faciès c'est-à-dire l'ensemble des caractéristiques de l'aspect macroscopique de ce verre volcanique. Ce faciès est décrit selon 6 critères qui sont : la teinte, le motif, la texture, la présence ou l'absence de phénocristaux, l'éclat et la cassure (tab 2). La teinte est donnée pour les obsidiennes d'Anatolie orientale. D'autres teintes peuvent se rencontrer ailleurs dans le monde, telles que celles d'obsidiennes arc-en-ciel ou bleues (très rares).

2.3. Stratégie d'échantillonnage

Chaque affleurement présentant de l'obsidienne est échantillonné, si un affleurement est constitué de plusieurs unités à obsidienne alors chacune des unités est échantillonnée. Les échantillons sont nommés par les trois ou quatre premières lettres (quand il y a ambiguïté sur le nom comme pour Erzurum et Erzincan) de la région volcanique, suivis de l'année de la mission puis d'un numéro (de 1 à XX pour chaque année et chaque région volcanique) correspondant à l'affleurement. Le nom est complété d'une lettre si l'affleurement présente plusieurs unités à obsidienne. Ainsi pour la région volcanique d'Erzurum, les échantillons portent le nom Erz 15-XX et pour les échantillons de la région d'Erzincan Erzi 15-XX.

Les échantillons d'obsidienne sont répartis dans différents sachets pour les différentes analyses, en tout quatre sachets par échantillon (un sachet échantillon-référent, un pour les analyses élémentaires, un pour les analyses en pétrologie, et un pour la datation).

Conclusion

L'étude de terrain se révèle essentielle pour contextualiser les « sources » d'obsidienne. En effet, elle apporte des éléments importants concernant la mise en place et l'évolution des formations. De plus l'analyse de terrain permet de déterminer un des critères d'exploitabilité de l'affleurement, à savoir son accessibilité. En outre, une première étude des faciès des obsidiennes permet de déterminer le critère de qualité en ce qui concerne la taille du matériau en fonction de l'absence ou de la présence de défauts comme des phénocristaux ou des craquelures. Enfin, l'échantillonnage exhaustif des affleurements d'obsidienne d'un complexe volcanique permet d'obtenir une bonne représentativité de la variation chimique au sein (1) d'un affleurement, (2) d'une phase éruptive, (3) du complexe volcanique.

Aussi, l'étude de terrain permet d'acquérir une connaissance experte des régions volcaniques sources, ce qui est fondamentale dans la discrimination des gisements d'obsidienne dans le cadre des études de provenance.

Chapitre 4 : Analyse élémentaire des obsidiennes par LA-ICP-MS

Introduction

La connaissance de la composition élémentaire d'une roche ou d'un verre a pour but 1) de caractériser le matériau, c'est-à-dire de déterminer sa nature et donc de classer la roche ou le verre étudié (soit basique, intermédiaire ou acide et, sub-alkalin, alcalin ou peralkalin); 2) de déterminer l'origine magmatique du matériau (mantellique ou crustal); 3) dans le cadre des études de provenance de l'obsidienne, l'analyse élémentaire constitue un référentiel pour la constitution de groupes chimiques se rapportant à une région volcanique et plus précisément à un volcan. En effet chaque volcan possède une signature chimique qui lui est propre. À partir de ce postulat (Cann et Renfrew, 1964), il est donc possible d'attribuer un produit volcanique au volcan dont il est issu.

Dans le cadre du programme de recherche ANR GeObs, trois méthodes d'analyse chimique sont utilisées. La méthode LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inducted Coupled Plasma Mass Spectrometer*) sert de méthode de référence. Cette méthode d'analyse chimique est fréquemment utilisée dans les études de provenance des matériaux lithiques (Gratuze, 1994; Gratuze et Chataigner, 1999), elle permet d'obtenir des concentrations sur une large gamme d'éléments chimiques, de façon non destructive. Dans le cadre du projet GeObs, ces analyses sont doublées par une analyse au p-XRF (*X ray fluorescence portable*), cette méthode, bien que moins précise que l'analyse par LA-ICP-MS permet de s'affranchir de certaines contraintes logistiques, notamment en ce qui concerne les artefacts archéologiques. Enfin, une dernière analyse chimique par microsonde (présentée dans le chapitre 3) est réalisée sur les lames minces d'obsidienne, donnant la composition des minéraux et du verre. L'analyse par microsonde, présentée dans le chapitre suivant, est réalisée pour certaines obsidiennes qui ont été montées sur lame mince et qui présentent une abondance et une diversité minéralogique. Dans le cadre de cette étude, deux des trois méthodes ont été exploitées (LA-ICP-MS et microsonde). Le tableau 1 présente le nombre d'échantillons analysés par méthode pour les quatre régions d'étude de la thèse.

Complexes volcaniques	Nombre d'échantillons	Méthodes d'analyse			
		LA-ICP-MS (IRAMAT)	Pétrologie	Microsonde (CAMPARIS)	Datations (LSCE)
Meydan	119	119	44	1	4
Nemrut	47	47	14	5	1
Solhan	110	110	31	12	5
Alatepe	109	109	32	2	4
Total	385	385	121	20	14

Tableau 1 : Nombre d'échantillon total analysé par région volcanique étudiées dans la thèse et par méthode

Les éléments majeurs (silice, aluminium, sodium, potassium, magnésium...) définissent la nature du matériau volcanique (dacite, rhyolite, trachyte...), son caractère alcalin, peralcalin ou subalcalin. Les éléments mineurs ou traces constituent l’empreinte chimique du matériau analysé, cette empreinte est propre à chaque gisement. Ces éléments traces sont donc de véritables marqueurs de provenance permettant d’étudier la diffusion des matières premières et des produits finis (Gratuze, 2013). Les éléments les plus fréquemment utilisés dans les études de provenance sont le lanthane (La), le césium (Ce), le niobium (Nb), le samarium (Sm), le zirconium (Zr), l’ytterbium (Yb) et l’yttrium (Y) (Chataigner, 1994).

Les analyses par LA-ICP-MS ont été conduites au laboratoire IRAMAT centre Ernest Babelon (*Institut de Recherche sur les ArchéoMATériaux – UMR 5060*) à Orléans. Les données par régions volcaniques étudiées dans la thèse sont présentées en annexe, il en va de même pour les valeurs certifiées des standards utilisés (Corning B et D et NIST SRM 610).

1. But de la méthode

La méthode d’analyses géochimique par LA-ICP-MS permet de connaître la concentration en éléments majeurs, mineurs et traces d’un matériau. Cette méthode, non destructive, est très largement répandue pour l’analyse des obsidiennes (artefacts archéologiques et échantillons géologiques). La spectrométrie de masse est une technique instrumentale d’analyse reposant sur la séparation, l’identification et la quantification des éléments constitutifs d’un échantillon en fonction de leur masse. Cette méthode est fondée sur le couplage d’une torche à plasma générant des ions et d’un spectromètre de masse.

2. Fonctionnement de l’appareil

L’objet (échantillon géologique ou artefact archéologique) est placé dans une cellule où un faisceau laser, généré par un laser pulsé Nd YAG, pulvérise le matériau sur un diamètre allant de 60 à 100 μm . La cavité formée par le laser a une profondeur d’environ 250 μm . Le laser utilisé est un laser NdYAG à 266 nm RESOLUTION M50 fabriqué par la firme Resonetics, ayant une énergie maximum par pulsation de 200 mJ. Les aérosols pulvérisés sont ensuite transportés par un flux de gaz inerte (de l’argon et de l’hélium mélangés) jusqu’à la torche à plasma où la matière est dissociée, atomisée et ionisée. Les ions sont ensuite injectés dans une chambre sous vide où ils traversent un champ magnétique à double focus. Ce champ permet de trier les ions en fonction de leur rapport masse/charge. Après ce passage, les ions sont collectés par un multiplicateur d’électrons (SEM) associé à un détecteur Faraday (fig.1). Cette combinaison permet d’augmenter de trois ordres de grandeur la gamme de détection du spectromètre de masse comparée à une détection avec un SEM seul.

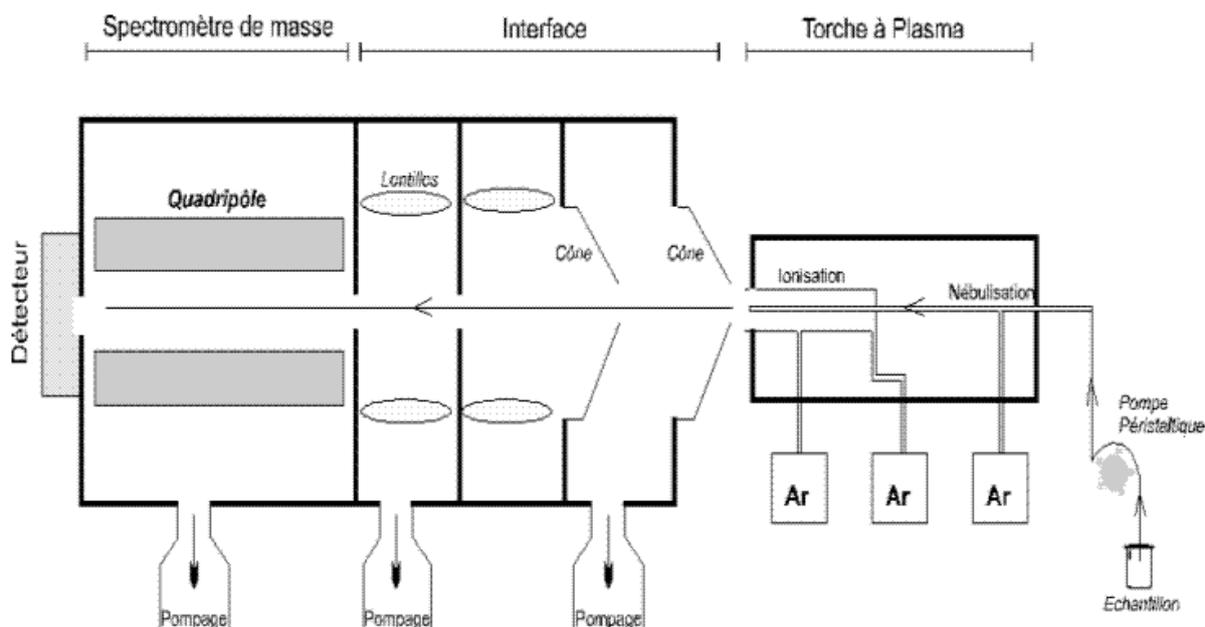


Figure 1: Schéma de fonctionnement de l'appareil ICP-MS (CEA)

Les standards de référence utilisés pour l'analyse des obsidiennes sont le verre SRM 610 du *National institute for Standards and Technology*, et deux verre B et D du *Corning Glass Laboratory* (Corning B et Corning D). L'isotope ^{28}Si est utilisé comme standard interne afin de normaliser la mesure du signal. Les valeurs certifiées des trois standards sont données en annexe 1.

3. Protocole d'analyse

La totalité des échantillons géologiques ramenés des missions entre 2013 et 2015 a été analysée, soit 585 échantillons. Les échantillons ne nécessitent pas de préparation et peuvent être placés tels quels dans l'appareil. Les analyses portent sur un morceau de moins d' 1 cm^2 d'obsidienne et d'une épaisseur d'environ 0,5 cm. Les obsidiennes sont placées dans des cellules pouvant contenir 4 à 5 échantillons (fig.2). 10 cellules forment une barrette. La cinquième cellule ne contient pas d'échantillons, mais les standards SRM 610, Corning B et Corning D (fig.2). Afin d'assurer une mesure optimale, la face présentée au laser doit être la plus plane possible et la plus perpendiculaire au faisceau laser.



Figure 2 : Echantillons d'obsidienne et standard (position 5) sur une barrette. Analyses faites avec l'ancien modèle

Avant l'analyse, les échantillons placés dans les cellules sont photographiés. A partir des photos et du logiciel GeoStar, il est possible d'attribuer des coordonnées à chaque échantillon, ce qui facilite la localisation du laser au moment de l'ablation.

3.1. Acquisition des données

Chaque échantillon est mesuré une fois. L'ablation dure 10 secondes. Les premières secondes permettent d'ablater la surface de l'obsidienne afin de ne pas mesurer la chimie d'éventuels dépôts (altération, concrétion...). La mesure est répétée si une aberration (valeur nettement au-dessus ou au-dessous de ce qui est généralement observé pour un verre) apparaît. Une valeur aberrante peut être expliquée par la présence d'un cristal que le laser aurait pulvérisé.

Durant la période d'analyse (de 2013 à 2015), l'ICP-MS a été renouvelé. L'appareil acquis en 2015 est équipé d'un laser Excimer ArF à 193 nm. Ce changement n'a pas d'incidence significative en terme de résultats ni sur le protocole d'analyse (Gratuze, com. Perso). En revanche il permet une meilleure qualité de prélèvement et moins d'effet mémoire. Les échantillons ne sont plus placés sur une barrette mais sur une même surface et rangés en colonne. De ce fait, il est possible d'analyser plus d'échantillons par séance. Le logiciel de localisation intégré à l'appareil permet un ciblage plus efficace de la surface à analyser.

3.2. Traitement des résultats donnés par l'appareil

L'appareil mesure un nombre d'impulsion (nombre de coups) par élément (l'élément étant identifié par son ratio masse/charge). Ce nombre de coups est traduit par un logiciel en concentration (donné en poids d'oxyde, ppm ou en %). Pour un isotope donné, le nombre d'ions mesurés permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé grâce à un logiciel de traitement quantitatif et qualitatif de l'enregistrement.

Les nombres de coups sont convertis en concentrations grâce à l'utilisation de deux types de calibrations : externe (SRM 610 et Corning B et D) et interne (isotope ^{28}Si). Ces verres étalons de référence sont utilisés pour calculer les coefficients de réponse pour chaque élément (Gratuze, 1999). Ces coefficients sont ensuite employés pour obtenir les données quantitatives absolues (Gratuze, 2013). Le NIST (*National Institute of Standard and Technology*) SMR 610 est un verre silico-sodo-calcique dopé en éléments traces à des teneurs d'environ 500 ppm (Gratuze, 2013). SRM 610 est utilisé pour calculer les coefficients de réponse de l'ensemble des éléments exceptés le magnésium (Mg), le chlore (Cl), le phosphore (P), le potassium (K) et le fer (Fe), présents à des concentrations trop faibles dans ce standard, et l'aluminium (Al) dont la valeur n'est pas certifiée (Gratuze, 2013). Les verres de la société Corning Glass B et D ont des compositions qui se rapprochent autant que peut se faire de celles des verres anciens (Verità *et al.*, 1994 ; Dussubieux *et al.*, 2009). Le verre Corning B a une composition sodo-calcique et Corning D est un verre calco-potassique. Ces étalons sont utilisés pour évaluer le coefficient de réponse pour le sodium (Na), le magnésium (Mg), l'aluminium (Al), le phosphore (P), le potassium (K), le calcium (Ca), le fer (Fe), le cobalt (Co), le cuivre (Cu), l'antimoine (Sb) et le plomb (Pb).

Conclusion

L'analyse géochimique par ablation laser est une méthode non destructrice de routine dans l'analyse d'artefacts archéologiques et d'échantillons géologiques dans le cadre des études de provenance de l'obsidienne. Cette méthode permet l'obtention de résultats rapidement, sans préparation préalable de l'échantillon à analyser.

Dans le cadre du programme de recherche GeObs, ces analyses par LA-ICP-MS sont doublées d'une analyse au XRF portable permettant ainsi la caractérisation chimique d'artefacts archéologiques ne pouvant pas sortir des musées ou des collections et des échantillons géologiques directement sur le terrain.

La caractérisation géochimique des matériaux permet d'en connaître la nature et l'origine. La comparaison des signatures chimiques des artefacts archéologiques et des échantillons géologiques autorise l'attribution des premiers au second et donc l'attribution de la matière première à un gisement localisé et identifié lors des études de terrain.

Chapitre 5 : Analyses pétrologiques et minéralogiques

1. Analyses pétrologiques au microscope optique

L'obsidienne est considérée comme un matériau vitreux, homogène et aphyrique. Or, différentes études (Klein, 1979 ; Skinner, 1983, Castro *et al.*, 2005) ont montré que les obsidiennes pouvaient présenter des cristaux (dont la taille peut aller jusqu'au millimètre), des structures et des microlites variés. Par conséquent, des analyses pétrologiques au microscope optique ont été menées au cours de ce travail de thèse. L'observation des lames minces d'obsidienne s'est faite sur un microscope binoculaire Leitz Laborlux 12 –POL. L'étude pétrologique est une analyse commune en géologie pour caractériser une roche et comprendre son mode de formation et de mise en place. Cependant, cette méthode n'a jamais été utilisée dans les études de provenance de l'obsidienne où la caractérisation de ces dernières passe par leur signature chimique. Cette analyse au microscope constitue donc une méthode novatrice et complémentaire dans les études de provenance, en proposant une caractérisation des micros faciès pouvant constituer un indice sur la qualité du matériau.

1.1. But de la méthode

L'étude pétrologique a pour but de 1) caractériser les obsidiennes de chaque affleurement, 2) de déterminer la qualité de ces matériaux quant à leurs propriétés de taille, 3) de comprendre les mises en place de chaque affleurement.

Les modalités de mise en place d'une coulée, d'un dôme ou d'un dôme-coulée d'obsidienne contrôlent les caractéristiques pétrologiques que sont les structures, l'abondance et la taille des cristaux et des bulles, l'abondance et le type de microlites. Ce sont ces trois caractéristiques que l'analyse au microscope optique permet de mettre en lumière.

1.2. Protocole d'analyse

1.2.1. Réalisation des lames minces non couvertes

Les obsidiennes sont montées sur lames non couvertes, leur épaisseur finale, pour l'analyse, est de 30 μm . Le montage des lames est fait par le laboratoire litholamelage - polissage (ISTO, Orléans) pour les échantillons de 2013 et 2014, et par le laboratoire Thin Section Lab pour les échantillons de 2015. Le protocole de fabrication des lames minces est le même pour ces deux laboratoires. La réalisation de lames minces se fait en six étapes. La roche est tout d'abord taillée en parallélépipède, appelé sucre, puis l'une des faces de ce sucre est surfacée par différentes méthodes. Après séchage et chauffage, une lame dépolie est collée sur la face du sucre à l'aide d'une résine, le tout est ensuite mis sous presse. Une fois la résine polymérisée, le sucre est raboté jusqu'à 150 μm par une rectifieuse à meule à grains

moyens, puis à 40 µm grâce à celle à grains fins. La finition se fait à la rôdeuse jusqu'à atteindre l'épaisseur de 30 µm. Enfin la lame est polie.

1.2.2. Etude sous microscope optique à transmission

L'étude des lames minces se fait en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA). Dans le premier cas, la lumière passe dans un polarisateur, les photons ne vibrent que dans un seul plan, le plan de polarisation. La lame se présente en teinte naturelle. Dans le second cas, la lumière passe au travers de l'analyseur et du polariseur, orientés perpendiculairement l'un par rapport à l'autre. En l'absence de lame mince, la lumière ne passe pas. Les minéraux présentent une maille cristalline qui joue le rôle de polarisateur, les minéraux apparaissent donc colorés. Cette coloration, appelée biréfringence, dépend de la maille cristalline et est donc propre à chaque minéral. La biréfringence peut varier en fonction de l'épaisseur de la lame.

Le microscope optique se compose de deux groupes de lentilles. Le premier groupe est constitué de quatre objectifs allant du grossissement 4 au grossissement 63. Les deux objectifs intermédiaires correspondent aux grossissements 10 et 40. Ce premier groupe de lentilles est dirigé vers la lame mince à étudier. Le second groupe de lentilles correspond à l'oculaire et est dirigé vers l'œil de l'observateur. L'oculaire agit comme une loupe et grossit l'image renvoyée par l'objectif. L'oculaire du microscope Leitz Laborlux 12 –POL utilisé est de 10. Le grossissement G total du microscope se traduit par le produit du grossissement de l'objectif par celui de l'oculaire (tab.1). Le grossissement faible à fort est déterminé en fonction du grossissement total de l'appareil.

Grossissement objectif	Grossissement oculaire	Grossissement total	Nom usuel
4	10	40	Très faible grossissement
10	10	100	faible grossissement
40	10	400	grossissement moyen
63	10	630	fort grossissement

Tableau 1 : Correspondance des grossissement totaux et nom usuel pour un microscope optique

Les lames sont observées du plus faible grossissement ($G \times 40$) jusqu'au plus fort ($G \times 630$). L'observation sous les différentes lumières et à différentes échelles permet l'identification et la détermination des caractères pétrologiques allant du centimètre comme les structures au micron ($\approx 10 \mu\text{m}$) comme les microlites.

1.3. Les caractères pétrologiques observés

1.3.1. Les structures associées aux obsidiennes

Les structures mettent à jour les contraintes supportées par l'obsidienne lors de sa mise en place. Ces structures de déformation sont formées par les microcristaux, les microlites ou des bulles. Ces différentes structures sont visibles à l'œil nu sur la lame mais se retrouvent aussi sur les échantillons

en masse. Les structures les plus fréquemment rencontrées sont les linéations ou rubanements (fig. 1a et b) qui correspondent vraisemblablement à des linéations d'étirement, elles peuvent être rectilignes ou plissées. Les sigmoïdes et les yeux de déformation sont rarement observés (fig. 1c).

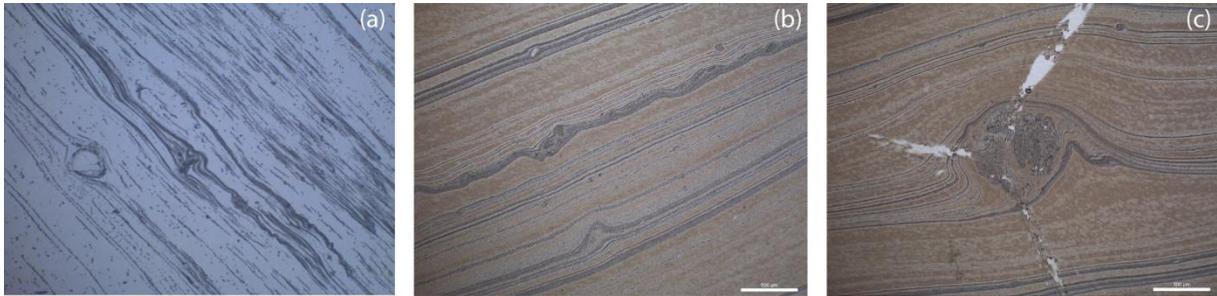


Figure 1 : Structure couramment observées sur les lames minces d'obsidienne (a) linéations plissées continues et discontinues, (b) linéations plissées et rectilignes, (c) œil de déformation autour d'un minéral altéré

Les structures en bandes correspondent à des plans de linéations traduisant une contrainte verticale (perpendiculaire au plan de linéation) au moins aussi importante que la contrainte horizontale colinéaire au plan de linéation (dans le sens de l'étirement, soit celui de la pente). Les obsidiennes contenant ce genre de structures se trouvent dans des coulées, préférentiellement à la base où la contrainte verticale est la plus forte. Les bandes sont rectilignes et régulières lorsque l'écoulement s'est fait le long d'une pente sans ruptures, ni obstacles. Le rubanement observé traduit un écoulement laminaire dans le fluide. La viscosité de la lave est un second paramètre à prendre en compte pour comprendre la formation des structures en bandes. En effet, plus une lave est fluide plus elle aura de facilité à s'écouler et donc à glisser le long d'une pente. Les linéations observées prendront la forme de bandes rectilignes parallèles entre elles. En revanche, si la lave est plus visqueuse, l'écoulement se fera plus difficilement entraînant la formation de boudins en front de coulée, générant des plis ou des irrégularités dans les bandes. Ces dernières traduisent une contrainte compressive au niveau de la coulée (Castro *et al.*, 2002), on peut emprunter au domaine du métamorphisme le terme de linéation d'intersection, bien qu'aucun plan de schistosité, de foliation ou de stratification n'existe dans les verres volcaniques.

Les sigmoïdes, tout comme les yeux de déformation, se forment lors d'un étirement non linéaire. Le champ de contraintes se trouve perturbé soit par la présence d'un minéral ou d'une bulle, soit par une perturbation micro topographique au sein de la coulée (fig.2).

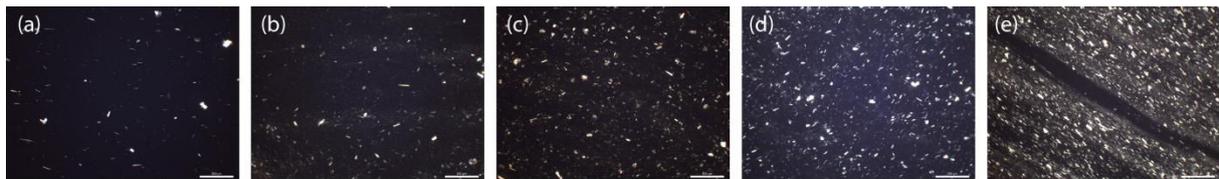


Figure 2 : Sigmoïde au cœur de laquelle se trouve une biotite

1.3.2. Les cristaux

Les obsidiennes sont des verres volcaniques, par définition les phases cristallines sont théoriquement absentes. Néanmoins, la plupart des obsidiennes peuvent présenter jusqu'à 5% vol. de minéraux. Les obsidiennes ont une composition chimique dans le champ de la rhyolite, on retrouve donc les minéraux constitutifs de la rhyolite, soit en grande majorité des feldspaths, des pyroxènes et plus rarement des amphiboles et des micas. D'autres minéraux peuvent être présents en fonction de l'altération de l'obsidienne et des inclusions incorporées lors de la remontée et de l'extrusion de la lave.

L'étude au microscope optique révèle la présence de phénocristaux dont la taille est supérieure à 250 μm , et de microcristaux dont la taille est inférieure ou égale à 250 μm . Les phénocristaux ne sont pas toujours présents et représentent moins de 1% en volume, sur les différentes lames d'obsidienne d'Anatolie orientale. En revanche les microcristaux (essentiellement des feldspaths) sont plus fréquents, leur abondance peut varier de très rares à très abondants (fig.3). Ce sont ces derniers qui constituent la masse cristalline d'une obsidienne (pâte microlithique).



abondance croissante en microcristaux de (a) vers (e)

Figure 3 : Abondance relative des microcristaux constituant la matrice (a) rare, (b) peu fréquent, (c) commun, (d) fréquent, (e) très fréquent, pour des échantillons d'obsidienne d'Anatolie orientale

La nature, la taille et l'abondance des minéraux traduisent les conditions de pression et de température du magma avant éruption, de mise en place du matériau, et de son évolution à la surface. Les minéraux peuvent être incorporés en inclusion dans l'obsidienne au moment de sa remontée dans le conduit magmatique ou au moment de son extrusion ; ils peuvent se former au même moment de la mise en place, ou après. Dans le dernier cas, des fissures se forment autour du minéral lors de sa croissance. Enfin ces minéraux peuvent subir une altération, une couronne d'altération autour du minéral sera alors observée (cas de certaines obsidiennes du Nemrut et du Süphan pour l'Anatolie orientale).

1.3.3. Les microlites hors microcristaux

Les microlites sont des monocristaux qui se forment lors du refroidissement de la lave, ils renseignent donc sur les conditions de température de la formation lors de sa mise en place et de la vitesse de refroidissement de la lave (Skinner, 1983 ; Sharp *et al.*, 1996). Outre ces informations, les microlites sont un bon indicateur de la résistance du matériau (Skinner, 1983). En effet, ces microlites sont des monocristaux dont les propriétés sont d'augmenter la viscosité de la lave ainsi que la résistance

physique du verre. De fait, plus une obsidienne est riche en microlites (hors microcristaux) moins elle est fragile. Leur présence est donc un gage de solidité du matériau, ce qui se révèle être une propriété intéressante pour la confection d'outils tels que des pointes de flèche ou des couteaux.

Il existe différents microlites (ce terme regroupe tous les objets inférieurs à 50 µm) pouvant appartenir à une lame. Dans les lames d'obsidienne d'Anatolie orientale, nous distinguons dix types de microlites (fig.4) regroupés en trois classes.

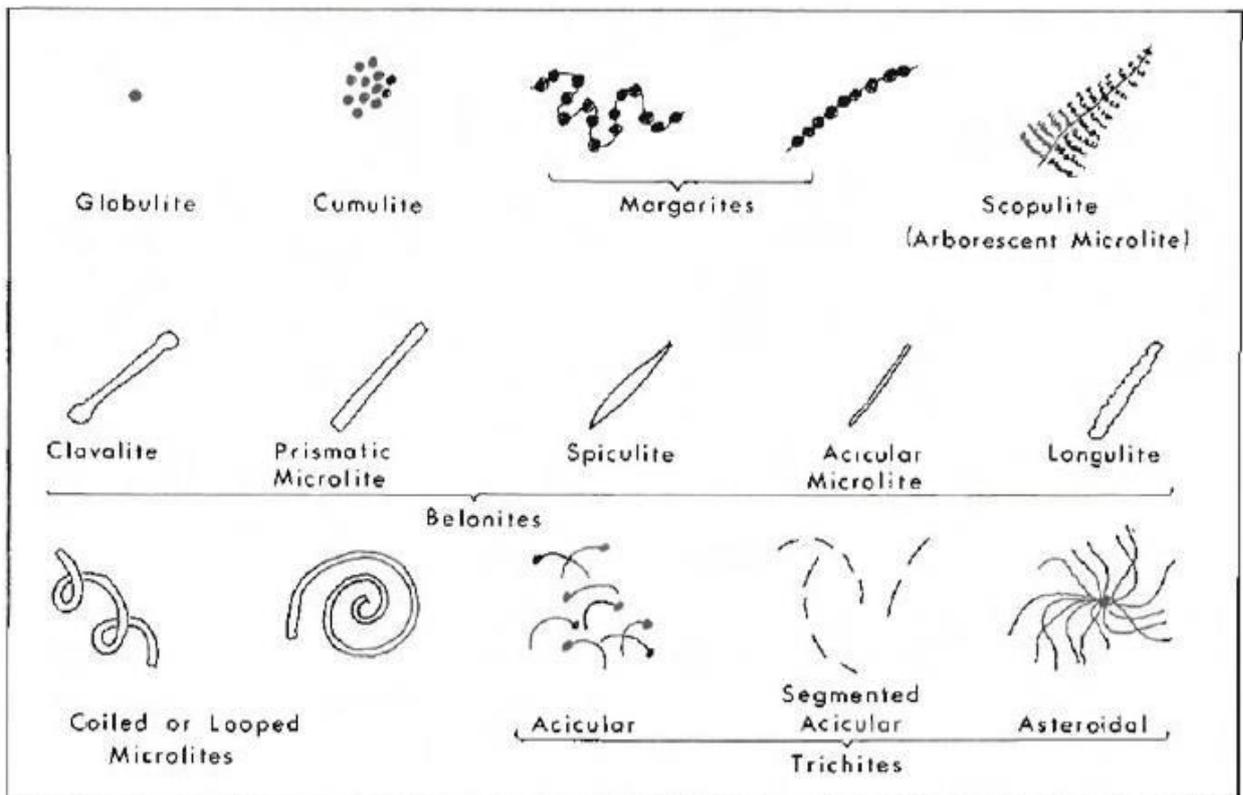


Figure 4 : Ensemble des microlites communs dans les verres volcaniques (d'après Skinner, 1983)

Du plus fréquent au moins fréquent, pour chaque classe, on distingue :

- Les microlites prismatiques
 - Les microlites tubulaires (clavalites)
 - Les microlites spiculites
 - Les microlites aciculaires
 - Les globulites
 - Les cumulites
 - Les margarites
 - Les scopulites
 - Les trichites aciculaires
 - Les trichites astéroïdales
- } Belonites
 }
 } Trichites

Les microlites prismatiques prennent la forme de baguettes et ont souvent la composition de pyroxènes (Skinner, 1983 ; Castro *et al.*, 2002). Ils correspondent à la forme de microlite la plus fréquente dans les obsidiennes. Leur longueur varie de 5 à une dizaine de microns. Les spiculites sont des microlites prismatiques dont l'épaisseur diminue progressivement en se rapprochant des extrémités. Lorsque les microlites prismatiques sont de faible épaisseur sur toute leur longueur, on parle de microlites aciculaires.

Les globulites correspondent à des structures sphériques ou ovales dont le diamètre ne dépasse pas les 5 μm ; lorsqu'ils se présentent en groupe, les globulites sont appelés cumulites. Ces globulites peuvent se présenter en chaîne, ils sont alors appelés morgarites. Plus rarement, les globulites peuvent s'agréger en arborescence formant une structure en forme de fougère, on parle alors de scopulites.

Les microlites très fins se présentant comme des cheveux sont réunis sous la classe des trichites. Ils peuvent se présenter seuls irradiant d'un nucleus de magnétite, il s'agit alors de trichites aciculaires. Lorsque plusieurs de ces microlites aciculaires partent du même nucleus, la structure observée s'appelle alors trichites astéroïdale.

Enfin, les bulles peuvent elles aussi être classées dans les microlites. Elles ne modifient pas les propriétés de résistance du matériau mais contribuent à l'éclat de l'obsidienne en modifiant les propriétés optiques du verre. En fonction des contraintes s'exerçant au sein du liquide lors de la mise en place de la lave, les bulles peuvent revêtir une forme sphérique ou ovale.

2. Détermination minéralogique par microsonde et analyse sur les verres

L'analyse chimique des minéraux constituant les obsidiennes a été faite au laboratoire Camparis (Jussieu, Paris) sur un appareil CAMECA SX-FIVE, équipé d'une source LaB₆, de 5 spectromètres WDS (*wave length dispersion spectrometer*) et d'un spectromètre EDS Brüker pouvant être couplé aux WDS pour l'analyse quantitative.

2.1. But de la méthode

Les minéraux soumis à l'analyse ont été sélectionnés suite à l'étude sous microscope optique. Toutes les familles de minéraux ont fait l'objet d'au moins une analyse à la microsonde. Avant l'analyse en microsonde, les lames d'obsidienne sont faiblement métallisées en surface afin d'établir la continuité électrique entre l'échantillon et la masse de l'appareil.

L'analyse par microsonde s'effectue d'une part sur les minéraux et d'autre part sur la matrice vitreuse. Cette méthode est utilisée sur les lames minces non couvertes et est non destructive pour la lame. L'analyse élémentaire par microsonde a pour but, 1) la détermination minéralogique d'un matériau par l'analyse de sa composition chimique et 2) la caractérisation chimique de la matrice vitreuse de ce même matériau, ici, l'obsidienne (Orange, 2013).

2.2. Principe de fonctionnement de la microsonde

La microsonde électronique (microsonde de Castaing) est un instrument permettant l'analyse élémentaire quantitative et non destructive à l'échelle du micron. Elle a été mise au point en 1951 par Raimond Castaing. Cet outil permet l'analyse ponctuelle des minéraux constitutifs des roches, des verres et des matériaux.

La microsonde électronique analyse l'émission de rayonnement X, produit lors de l'interaction entre les électrons incidents et des éléments constituant le matériau analysé. L'appareil se compose d'une colonne électronique constituée d'une source d'électrons et de plusieurs lentilles électromagnétiques dont le but est de focaliser le faisceau sur l'échantillon à analyser (fig.5).

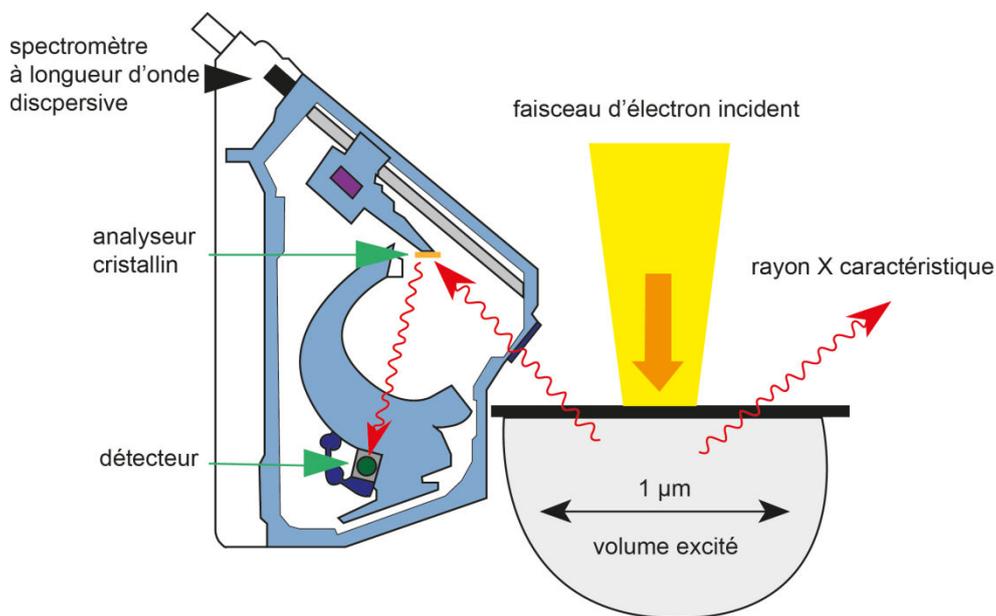


Figure 5 : Schéma du principe de fonctionnement de la microsonde (© Camparis)

Les rayons X générés sont ensuite analysés par un ou plusieurs détecteurs. La microsonde CAMECA SX-FIVE est équipée de deux détecteurs, (1) par dispersion de longueur d'onde (WDS) et (2) par dispersion d'énergie (EDS).

- (1) Les rayons X renvoyés par l'échantillon arrivant sur le détecteur WDS sont séparés par diffraction sur un cristal monochromateur selon la loi de Bragg (*Si λ est la longueur d'onde de la radiation et d est la distance interréticulaire du plan cristallin diffractant, alors les directions 2θ de l'espace dans lesquelles on aura des pics d'intensité (le 0 pour 2θ étant la direction du faisceau incident) vérifient : $2d\sin\theta = n\lambda$*). Ce type de détecteur permet l'analyse séquentielle des éléments allant du béryllium (Be) à l'uranium (U).
- (2) Le spectre X de l'échantillon est obtenu grâce à une diode qui produit des pics de tension proportionnels à l'énergie des photons X. Le détecteur EDS permet une analyse qualitative des

éléments constituant le matériau. Néanmoins, il est possible de s'en servir pour l'analyse quantitative.

La quantification d'un élément chimique s'effectue par comparaison entre l'intensité de la raie (donnée pour un élément sur l'échantillon analysé) et celle de cette même raie produite dans un standard dont la concentration de l'élément est connue. Les éléments majeurs et mineurs peuvent être mesurés avec une erreur de $\pm 1\%$.

2.3. Protocole d'analyse

Les obsidiennes sont montées sur lames non couvertes. Ces lames servent à l'étude au microscope optique et à la microsonde. Avant d'être analysées à la microsonde, les lames sont recouvertes d'une pellicule métallique. Les lames sont ensuite placées dans un repère (X ; Y) allant de ([-20000 ; +20000] ; [-34000 ; +34000]). Les minéraux repérés acquièrent ainsi des coordonnées qui permettent de les cibler une fois à l'intérieur de l'appareil.

La microsonde peut contenir 4 lames minces, l'analyse des lames se fait les une à la suite des autres comme s'il ne s'agissait que d'une seule lame. Les éléments analysés sont ceux communément mesurés pour l'étude minéralogique. L'analyse porte sur les éléments majeurs. Il s'agit, dans l'ordre d'abondance, de la silice (Si), de l'aluminium (Al), du fer (Fe), du sodium (Na), du potassium (K), du magnésium (Mg), du manganèse (Mn), du calcium (Ca) et du titane (Ti).

Ces éléments sont mesurés deux fois pour chaque minéral (cœur du minéral), si celui-ci présente une couronne d'altération deux mesures supplémentaires sont faites sur la couronne. Le verre est lui aussi analysé, quatre mesures sont faites de façon aléatoire sur la lame. Les résultats obtenus sont exprimés en poids d'oxyde et en %.

Conclusion

L'étude pétrologique au microscope optique constitue une méthode d'analyse complémentaire à l'étude des caractéristiques des obsidiennes dans le domaine de la recherche des sources des matériaux lithiques taillés. Cette méthode classique dans l'étude des roches (caractérisation, origine, évolution et mise en place), en géologie, n'a jamais été mise à profit dans l'*obsidian sourcing*. Cette méthode est donc novatrice pour la discrimination des sources géologiques d'obsidienne ayant potentiellement été utilisées. De plus, l'analyse au microscope renseigne sur les critères de taille, à savoir la qualité du matériau, en évaluant l'abondance des phénocristaux, des microcristaux, des bulles et des microlites dans le verre. Cette information permet d'évaluer la résistance mécanique des obsidiennes, les cristaux constituent une faiblesse mécanique alors que les microlites contribuent à la résistance du matériau. La qualité de l'obsidienne d'un gisement se révèle être un critère important intervenant dans la discrimination des affleurements potentiellement exploités.

Chapitre 6 : Les outils numériques

1. La base de données GeObs

La base de données se veut internationale et pluridisciplinaire. Elle a été réalisée dans le cadre du programme de recherche ANR GeObs. Elle a été conçue par C. Legentil, ingénieur au Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591. Les différentes données ont été intégrées dans la base par D. Mouralis et A.K Robin. La base de données est rédigée en anglais afin que les données soient accessibles au plus grand nombre de personnes travaillant sur les études de provenance de l'obsidienne.

1.1. Objectifs de la base de données

Les données récoltées lors des missions de terrain et des différentes analyses en laboratoire sont implémentées dans une base de données. Cette base de données a pour objectifs 1) de standardiser la nomenclature utilisée par différents experts, 2) d'ordonner les résultats analytiques, 3) d'archiver les données observées, 4) de proposer des recherches multicritères sur les affleurements et les artefacts. Cette base de données intègre la géolocalisation des échantillons d'obsidienne sur toute l'Anatolie orientale.

1.2. Structuration de la base de données

La base de données comporte deux volets, le premier concerne les échantillons géologiques d'obsidiennes, le second les artefacts archéologiques analysés sur sites ou en musée. Chacun de ces volets est organisé en section correspondant à un niveau spatial de description (fig.1). A ces deux volets s'ajoutent un volet analytique qui concerne autant les échantillons géologiques que les artefacts archéologiques et un volet recherche permettant d'interroger la base de données via des requêtes SQL.



Figure 1 : Capture d'écran de la base de données illustrant son organisation

La base de données est en miroir du travail de terrain, chaque champ correspond à un niveau d'observation et d'analyse du terrain. De ce fait, l'organisation de la base de données suit les niveaux d'observation du terrain, c'est-à-dire un niveau de description allant de l'échelle régionale à l'échelle locale, puis aux objets.

Le volet *échantillon géologique* comprend une section *volcanic area* qui correspond aux différentes régions volcaniques d'Anatolie orientale au sens large (Turquie orientale et Arménie). Il existe 13 régions volcaniques qui sont : au sud-est Bingöl, Muş, Nemrut, Süphan, Meydan, Tendürek, au nord-est Erzincan, Erzurum, Pasinler, Sarakamış, Diggor, Kars, İkizdere et en Arménie : Arténi. Pour chacune des régions volcaniques sont identifiés le ou les complexes volcaniques qui les constituent ainsi que leur type (dôme, dôme-coulée, stratovolcan...). Cette section est intitulée *volcano*.

Chaque complexe volcanique est découpé en secteur qui correspond à un ensemble d'affleurements d'obsidiennes. Les aires d'affleurement prennent généralement le nom local du mont, du village ou de la rivière la plus proche (*ie* Sicaksu sur le Nemrut, Zümrüt tepe dans le complexe de Solhan...). Dans la base de données cette section s'intitule *volcanic vent*. La partie *section* regroupe les affleurements d'obsidiennes qui y sont décrits. La section *geological sample* regroupe les descriptions macroscopiques pour chaque obsidienne échantillonnée. Enfin la dernière section, *geological sample analyze*, ce volet concerne les analyses chimiques en LA-ICP-MS et en P-XRF.

De la même façon que le volet *échantillons géologiques*, le volet *artefacts archéologiques* présentent des sections de différentes échelles spatiales. La première section, *archeological site*, localise le site archéologique d'où proviennent les pièces, la seconde, *archeological collection*, présente la collection à laquelle appartiennent les artefacts. La troisième section, *archeological assemblage*, concerne les assemblages archéologiques, la cinquième section, *archeological artefact*, se concentre sur les artefacts eux-mêmes, enfin la dernière section, *artefact analyze*, concerne les analyses chimiques faites en P-XRF.

La base de données peut être consultée soit en se référant directement aux différentes sections soit par des requêtes SQL. Les données observées peuvent être extraites de la base sous format Excel. Les données ainsi hiérarchisées et organisées peuvent être utilisées pour les études de provenance, l'attribution et la cartographie des routes de diffusion.

2. Statistique, notion de groupes d'obsidienne à l'échelle de l'Anatolie orientale

2.1. But de la méthode

L'analyse statistique a pour but premier la constitution de groupes homogènes d'obsidiennes en fonction de leur localisation (affleurement primaire) et de leur chimie. Deux cas de figures se posent : soit les groupes sont connus (caractérisation), soit ils ne le sont pas (attribution). Dans le premier cas

les obsidiennes prélevées dans une même unité stratigraphique forment un groupe a priori. Les groupes ainsi constitués prennent le nom de la localité où les échantillons ont été prélevés *in situ*. Ces groupes chimiques s'inscrivant dans un contexte physique permettent de connaître la diversité élémentaire à l'intérieur d'un groupe (variabilité chimique) et donc d'une formation à obsidienne. Dans le second cas, les groupes ne sont pas connus et on cherche à constituer des groupes d'individus aux caractéristiques chimiques homogènes. Le second but de l'analyse statistique est d'attribuer aux artefacts archéologiques un gisement d'obsidienne.

La caractérisation et la discrimination des sources géologiques d'obsidienne nécessitent de constituer et d'identifier des groupes homogènes d'échantillons représentant la variabilité propre à une source géologique. Ces groupes sont constitués sur la base 1) de leur localisation géographique et stratigraphique pour les sources primaires et 2) des compositions élémentaires des échantillons d'obsidienne analysés par LA-ICP-MS et P-XRF. A chaque volcan correspond une signature chimique qui lui est propre (Cann et Renfrew, 1964), il est donc possible de déterminer des groupes à partir des données de terrain en ce qui concerne les échantillons des sources primaires. Ces échantillons sont prélevés *in situ* et ne présentent donc pas d'ambiguïté sur leur localisation chrono-stratigraphique.

2.2. Définition statistique

La géologie et les statistiques utilisent parfois le même vocabulaire mais leur attribuent un sens différent. Aussi, afin de parler un langage commun, il est nécessaire de comprendre à quelle définition se rapporte des mots comme échantillons ou groupes.

En géologie, l'échantillon se rapporte à un objet physique (une partie de l'objet d'étude, soit, ici, les obsidiennes), il correspond donc à un individu au sens statistique. L'échantillon statistique, soit un groupe d'individus représentant une population provenant d'un niveau stratigraphique. Différents affleurements déconnectés dans l'espace, suite à de l'érosion, peuvent appartenir à un même niveau stratigraphique formant une coulée. Cette dernière peut être rattachée à un événement qui appartient à un complexe volcanique. Le complexe volcanique forme le volcan source et l'affleurement exploité (= gisement) correspond à la source d'approvisionnement du matériau. Un volcan source peut présenter plusieurs gisements (Pokr Arteni et Metz Arteni, Arménie, Meydan en Anatolie orientale).

2.3. Protocole d'analyse

2.3.1. Structuration des fichiers

Les données de terrain (région volcanique, volcan, affleurement, échantillons) ainsi que les résultats des analyses chimiques sont enregistrées sous format Excel et sont structurées comme suit :

La première colonne correspond au nom de l'échantillon, la seconde à la région volcanique, la troisième au complexe volcanique, la quatrième au volcan et la cinquième à la coulée. Les colonnes 2 à 5 sont organisées selon un emboîtement spatial allant de la région volcanique (échelle régionale) à l'affleurement (échelle locale).

La sixième colonne renseigne sur la nature du lieu de prélèvement de l'obsidienne à savoir si l'échantillon prélevé est in situ (autochtone = 1), sur le versant (sub-autochtone = 2) ou dans des formations secondaires (allochtones = 3).

La septième colonne correspond à la classe statistique et est remplie suite à une classification ascendante hiérarchique.

Enfin les 38 autres colonnes suivantes correspondent aux éléments chimiques (une colonne par élément) donnés par l'analyse chimique en LA-ICP-MS. Les analyses élémentaires étant aussi faites par P-XRF, il existe un fichier se présentant sous la même forme pour ces analyses.

2.3.2. Classification ascendante hiérarchique

Lorsque les groupes ne sont pas connus (source secondaire de Solhan), il est nécessaire de passer par une classification statistique fondée sur la composition chimique de ces verres volcaniques pour pouvoir 1) apparenter des artefacts archéologiques à des échantillons géologiques (attribution) et 2) proposer une origine à des échantillons allochtones. Les résultats de la classification sont mis en regard des observations de terrain afin de valider la cohérence des classes proposées.

L'objectif d'une classification est de partitionner un ensemble d'échantillons en groupes. Les échantillons à l'intérieur de chaque groupe doivent être le plus homogènes possible et les groupes doivent être les plus différents entre eux (Dancey et Reidy, 2007). En plus de la partition, la classification hiérarchique cherche à hiérarchiser les groupes entre eux. Cette hiérarchisation se présente sous la forme d'un arbre binaire appelé dendrogramme. La classification ascendante hiérarchique ou CAH crée un groupe en regroupant des individus les plus proches entre eux (Dancey et Reidy, 2007). La méthode d'agrégation pour la constitution de groupe est celle de Ward. Cette méthode est la plus couramment utilisée et consiste à regrouper deux groupes en faisant baisser le moins possible l'inertie interclasse (somme des carrés des distances des points par rapport au centre de gravité du nuage de point).

La classification est utilisée pour établir des groupes d'objets dont les caractéristiques sont similaires. Cette méthode établit des dendrogrammes qui permettent de visualiser des groupes d'échantillons construits à partir des distances entre les divers échantillons. La notion de distance entre individus (échantillons d'obsidienne) induit une mesure de l'hétérogénéité d'un groupe sur les distances entre

individus du groupe et une mesure de dissimilarité entre deux groupes, fondée sur la distance entre deux individus de deux groupes différents.

La classification se fait sur les caractéristiques chimiques des échantillons d'obsidienne. Chaque échantillon possède 38 données de composition élémentaire, ce qui place les échantillons dans un espace à 38 dimensions. Afin de traiter ces dimensions supérieures, il est nécessaire de passer dans un espace à 2 dimensions ou espace euclidien. Cet espace est défini par la donnée d'un espace vectoriel sur le corps des réels, de dimension finie, munit d'un produit scalaire, qui permet de déterminer distances et angles. La distance mesurée entre les échantillons pour les 38 éléments donnés est donc une distance euclidienne.

2.3.3. Analyse factorielle discriminante

L'analyse factorielle discriminante se présente comme une classification dont on connaît à priori les groupes. L'objectif de cette analyse discriminante est de savoir si les groupes préexistants sont suffisamment distincts entre eux et quels critères permettent cette distinction. L'analyse factorielle discriminante est de ce fait une analyse descriptive.

L'analyse factorielle discriminante permet de représenter graphiquement l'ensemble des échantillons d'obsidienne par un nuage de points formant soit un ensemble ou plusieurs ensembles. Ces points (un point par échantillon) sont projetés sur des axes factoriels orthogonaux entre eux dans un espace vectoriel. Ces axes ne correspondent pas aux variables observées mais à une combinaison linéaire de ces variables. Elle permet de classer (attribution) des échantillons de groupes connus, par exemple des artefacts archéologiques à des échantillons géologiques provenant d'un affleurement primaire. L'analyse factorielle discriminante attribue donc aux artefacts archéologiques un groupe géologique, et donc un affleurement. Cette analyse a notamment été réalisée pour attribuer des artefacts archéologiques de 10 sites du Proche-Orient à un gisement du Nemrut. Ces résultats sont exposés et discutés dans le chapitre 5 « attribution », de la partie III.

Conclusion

L'analyse statistique multivariée semble être la méthode d'analyse la plus appropriée et la plus robuste pour l'attribution d'artefact à une source, et ce à différentes échelles spatiales (région volcanique, complexe volcanique, événement, phase éruptive, affleurement). La condition préalable à l'attribution d'artefacts à un gisement est la caractérisation géochimique des gisements. Cette méthode permet également d'adopter une approche probabiliste en fonction de la distance (distance de Mahalanobis) d'un artefact par rapport au barycentre des différents groupes chimiques, dans un espace multivarié (Mouralis, 2016).

Chapitre 7 – Datation des obsidiennes

Introduction

Les datations d'obsidiennes ont été réalisées au LSCE (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Saclay) par Sébastien Nomade et Alison Peirera. Les obsidiennes des quatre régions volcaniques étudiées ont fait l'objet de datation (tab.1) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Régions volcaniques	Meydan	Nemrut	Solhan	Alatepe
Echantillons	Mey 14-03A	Nem 13-24	Bin 13-40C	Bin 13-45
	Mey 15-56		Bin 13-41D	Bin 13-48
	Mey 15-34		Bin 13-43	Bin 15-27B
	Mey 15-59		Bin 13-53	Bin 15-46A
			Bin 13-55	Bin 15-47A

Tableau 1 : Liste des échantillons datés par la méthode Ar-Ar pour les quatre régions volcaniques étudiées

Les âges obtenus pour chacun des échantillons datés sont présentés dans la partie III : résultats par région volcanique, dans leur chapitre respectif.

1. But de la méthode

La datation par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est une méthode de datation absolue qui a pour objectif l'estimation de l'âge de formation de matériaux géologiques. Cette méthode permet de dater la formation de roches magmatiques allant du milliard d'années (environ 3 Ga) aux événements historiques (10 ka) (Guillou *et al.*, 2012). Cette méthode radiochronologique est fréquemment utilisée en géologie et en archéologie.

2. Principe de la méthode

Les méthodes radiochronologiques sont fondées sur la décroissance radioactive des éléments instables. Ces éléments comme le potassium (K) ou l'uranium (U) se désintègrent spontanément au cours du temps, ils sont dits éléments pères. Le produit de leur décroissance est un élément fils ou radiogénique. La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est fondée sur la décroissance radioactive naturelle du potassium (^{40}K , un des isotopes du K) en ^{40}Ar . Cette décroissance a une période de $1,25 \times 10^9$ ans, suivant la loi de décroissance radioactive $N = N_0 e^{-\lambda t}$ où N est le nombre d'atome fils, N_0 le nombre d'atome père, λ la constante de décroissance radioactive de l'élément et t le temps. En mesurant le nombre d'atomes pères et le nombre d'atomes fils contenus dans les minéraux d'une roche, il est possible d'en déduire son âge, selon l'équation :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + J \cdot \frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right]$$

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est une variante de la méthode K/Ar (Guillou *et al.*, 2012). Les échantillons sont placés sous un flux de neutrons afin de transformer l'isotope ^{39}K en ^{39}Ar . La quantité d'argon ^{39}Ar produite est de ce fait proportionnelle à la quantité de potassium ^{39}K , lui-même équivalent à la quantité de potassium ^{40}K (atome père). Le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est supposé constant dans la nature (Guillou *et al.*, 2012). L'échantillon est placé avec des standards d'âge connu (tab.2) dans des disques en aluminium empilés dans un tube lui aussi en aluminium (navette). Cette navette est ensuite irradiée pendant 2h (pour les obsidiennes). L'irradiation entraîne la formation d'un isotope artificiel de l'argon (^{39}Ar) radioactif (Guillou *et al.*, 2012). Cet isotope possède une période de désintégration de 265 ans. La production d'argon ^{39}Ar permet de remplacer la mesure du rapport $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, qui nécessite deux méthodes de mesures, par la mesure directe du rapport $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et par spectroscopie de masse.

Nom	Minéral	Âge (Ma)	Référence
Hb-3gr	Hornblende	1 072 ± 11	Turner <i>et al.</i> , 1971
MMhb-1	Hornblende	520,4 ± 1,7	Samson et Alexander, 1987
LP-6	Biotite	127,9 ± 1,1	Odin <i>et al.</i> , 1982
SB-2	Biotite	162,1 ± 2,0	Dalrymple <i>et al.</i> , 1981
GA-1550	Biotite	97,9 ± 0,9	McDougall <i>et al.</i> , 1974
B4M	Muscovite	18,6 ± 0,4	Flisch (1982)
B4B	Biotite	17,3 ± 0,2	Flisch (1982)
FCs	Sanidine	28,02 ± 1,9	Rennet <i>et al.</i> , 1998
ACR-2	Sanidine	1,194 ± 0,01	Nomade <i>et al.</i> , 2005

Tableau 2: Age des principaux minéraux standards de calibration utilisés pour les méthodes K/Ar et Ar/Ar (d'après Guillou *et al.*, 2012)

La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permet d'obtenir des informations plus complètes que la méthode K/Ar concernant le comportement de l'horloge radioisotopique (Guillou *et al.*, 2012).

Dans toutes les mesures d'argon, il peut y avoir une contamination par de l'argon atmosphérique (qui représente environ 1% du volume d'air atmosphérique). L'argon atmosphérique est caractérisé par un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,55$. Les appareils de mesure peuvent donner une valeur légèrement différente du rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, il est donc nécessaire d'effectuer des mesures répétées du volume d'air afin d'évaluer ce rapport. La quantité d'argon radiogénique $^{40}\text{Ar}^*$ peut être estimée une fois la correction réalisée. Une seconde correction, dite d'interférence, doit être appliquée ; cette correction est liée aux isotopes de calcium (Ca), de potassium (K) et de chlore (Cl) qui produisent des isotopes artificiels de l'argon lors de l'irradiation.

3. Protocole d'analyse pour les obsidiennes

La datation des obsidiennes d'Anatolie orientale par $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ commence par le prélèvement de 5 g de ce matériau qui vont être broyés dans un mortier en céramique puis tamisés. La fraction comprise entre 1 mm et 500 μm est nettoyée à l'eau distillée dans un bain à ultra son. En moyenne, une dizaine d'aiguilles vitreuses sont prélevées à la main et placées séparément dans un disque en aluminium. Les

échantillons sont irradiés durant 2h (IRR. 86) dans le tube $\beta 1$ du réacteur OSIRIS (CEA, Saclay). Après l'irradiation, les aiguilles vitreuses sont transférées dans un support en acier inoxydable et chargées dans une chambre à vide différentiel Cleartran®. La température est incrémentée en palier (7 paliers), la chauffe des échantillons s'effectue par un laser 25 W CO₂ sans focus (Synrad®) entre 3 et 12% de la puissance nominale.

L'isotope d'argon est analysé par un spectromètre de masse VG5400 équipé d'un seul compteur à ions (Balzer © SEV 217 SEN) selon les procédures développées dans Nomade *et al.*, (2010). Chaque mesure d'isotope d'argon consiste en 20 cycles de pics passant en revue les trois isotopes d'argon (⁴⁰Ar, ³⁹Ar, ³⁶Ar). Le paramètre d'irradiation J (qui fait partie des paramètres de l'équation d'âge) est déterminé à partir de l'analyse des trois grains ACS-2 (Alder Creek Sanidine : standard). La valeur de J correspondante est calculée en utilisant un âge de 1,193 Ma (Nomade *et al.*, 2005) et la constance totale de désintégration de Steiger et Jager (1977).

La récente révision des standards et des constantes de désintégration suggère des valeurs supérieures à $\pm 1\%$ que celles utilisées (Kuiper *et al.*, 2008 ; Renne *et al.*, 2011 ; Phillips et Matchan, 2013 ; Rivera *et al.*, 2013). Néanmoins la différence sur l'âge final est négligeable (*i.e* 2 ka) au vue de l'incertitude sur la mesure. De même, le rapport ⁴⁰Ar/³⁶Ar atmosphérique a été revu à la hausse (1%) (Lee *et al.*, 2006) par rapport à la valeur donnée par Steiger et Jager (1977). Cet écart a, là aussi, un impact négligeable sur l'estimation finale de l'âge de l'échantillon, en raison de l'utilisation d'une même valeur pour discriminer la masse des isotopes et la calibration de l'air (Renne *et al.*, 2009).

Conclusion

La datation Ar/Ar est une méthode destructive qui permet de replacer la mise en place des formations d'obsidienne dans leur cadre chronologique et dans l'histoire éruptive des complexes volcaniques, et plus généralement dans l'histoire géodynamique de l'Anatolie orientale. Cette méthode est fréquemment utilisée dans l'étude des obsidiennes dont les âges peuvent aller jusqu'à la dizaine de million d'années, au-delà les processus de dévitrification détruisent l'obsidienne.

Au travers des différentes méthodes d'analyse, l'approche adoptée pour cette étude se veut une approche intégrée de l'obsidienne en Anatolie orientale, en étant pluridisciplinaire et multi-scalaire et surtout en apportant une connaissance experte des complexes volcaniques où se forment les obsidiennes. Cette approche reste novatrice dans les études de provenance mais tend à se démocratiser face aux enjeux apportés par le questionnement archéologique.

PARTIE III :

Résultats et interprétations par régions volcaniques : du complexe volcanique à l'échantillon d'obsidienne

Introduction portant sur les résultats

La partie III de cette thèse est consacrée aux résultats et à leur interprétation pour chacune des quatre régions volcaniques étudiées avec, dans l'ordre d'apparition dans le texte : le Meydan-Gürgürbaba, le Nemrut, les montagnes de Solhan, la région d'Alatepe. Chacune de ces « régions volcaniques » constitue un chapitre.

Chaque chapitre débute par un état de l'art sur le contexte géologique local en relation avec l'histoire du complexe volcanique. Le contexte géologique permet de poser le cadre local de la région étudiée et de replacer, par la suite, l'histoire chronostratigraphique, aidée des datations, dans lequel les obsidiennes se sont mises en place. L'exposition des résultats se présente sous la forme d'un emboîtement d'échelles spatiales en débutant par l'analyse de terrain avec l'identification et la description des affleurements d'obsidienne, suivies de la caractérisation des obsidiennes à l'échelle macroscopique et microscopique, et enfin de leur caractérisation chimique.

Les obsidiennes acquièrent des caractéristiques physiques (faciès, structure) en fonction des conditions locales de mise en place. Aussi, lorsque cela est possible, une interprétation du mode de mise en place est proposée pour chaque affleurement présentant des caractéristiques différentes.

Chapitre 8 - Le complexe volcanique du Meydan, focus sur le dôme du Gürgürbaba

Introduction

Le complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba se situe au nord-est du lac de Van, dans la province administrative de Van. Ce complexe est formé du volcan Meydan et d'un dôme adventif, le Gürgürbaba. Peu de choses sont connues sur les obsidiennes de ce complexe volcanique (Poidevin, 1998). Depuis la fin des années 1990 quelques études ont été conduites sur l'histoire volcanique du Meydan-Gürgürbaba ainsi que sur les obsidiennes de ce complexe, en raison de problème de sécurité dans la région. M. Arslan (1994) identifie des obsidiennes autochtones sur une large partie du flanc oriental du Meydan. Ercan *et al.*, (1996) placent les obsidiennes dans ou à proximité de la caldera du Meydan. Les obsidiennes sont intriquées dans de la rhyolite, ce qui rend difficile sa cartographie (Arslan, 1994). Arslan complète les études antérieures de Matsuda (1988) Keller et Seifried (1990) sur la chimie et celles de Bigazzi *et al.*, (1994) et Innocenti *et al.*, (1980) sur l'âge des obsidiennes. Néanmoins, Poidevin (1998) souligne que les données de ces différentes études restent trop limitées pour permettre une caractérisation suffisante des obsidiennes de ce complexe volcanique. Les dernières observation menées à proximité et dans le caldera par une équipe d'archéologues (Marro et Özfirat, 2004) et par Freund *et al.*, (2012) ont permis de mettre en lumière 1) la présence d'un atelier de taille à l'entrée de la caldera (Marro et Özfirat, 2004) et 2) les obsidiennes sont associées à la mise en place du Gürgürbaba. Le Gürgürbaba est un dôme situé sur le flanc oriental du Meydan s'épanchant en partie dans la caldera.

Parallèlement, dans des sites du Proche-Orient (Syrie, Azerbaïdjan, Iraq, Levan), des artefacts en obsidienne dans des assemblages lithiques présentent une affinité chimique avec les obsidiennes du Meydan (Bressy *et al.*, 2005 ; Freundt *et al.*, 2012 ; Khalidi *et al.*, 2013 ; Frahm et Faeinberg, 2013). Ces études soulignent la présence d'artefacts archéologiques en obsidienne localisés à plusieurs centaines de kilomètres du gisement primaire du matériau.

Face, d'une part au peu de connaissance concernant l'identification, la caractérisation et la mise en place des obsidiennes du complexe volcanique du Meydan (échantillonnage géologique insuffisant), et d'autre part à la récurrence des artefacts archéologiques en obsidienne attribués à ce complexe, notre étude sur les obsidiennes de ce volcan permet de comprendre leur mise en place et d'identifier les gisements exploitables par les populations du Néolithique.

Ce chapitre consacré au Meydan-Gürgürbaba débute par un état de l'art sur la géologie locale. Une deuxième partie porte sur l'identification des affleurements d'obsidienne et la caractérisation de ces dernières. Dans une troisième partie, nous présentons les modalités de mise en place du matériau dans

le complexe volcanique. Enfin une quatrième partie est consacrée à la caractérisation chimique des obsidiennes.

1. Contexte géologique locale du complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba : état de l'art

La région nord du lac de Van présente un alignement de volcan selon un axe ENE-OSO (fig.1) et est essentiellement recouverte par des produits volcaniques dont les âges couvrent une large période s'étendant du Miocène à l'Holocène. Ces produits volcaniques appartiennent à deux cycles : un premier cycle calco-alcalin et un second alcalin (Innocenti *et al.*, 1976, 1980 ; Arslan, 1994 ; Oyan *et al.*, 2016). Le premier cycle début au Serravalien (14,5-11 Ma) et se termine fin Miocène il y a 6-5 Ma avec l'émission de grandes couverture ignimbritiques (Innocenti *et al.*, 1976 ; Oyan *et al.*, 2016). Le second cycle commence au Miocène supérieur par l'émission de laves, essentiellement. Au cours du Quaternaire les laves émises proposent un caractère transitionnel et une affinité tholéitique, en plus de l'activité alcaline (Innocenti *et al.*, 1980).

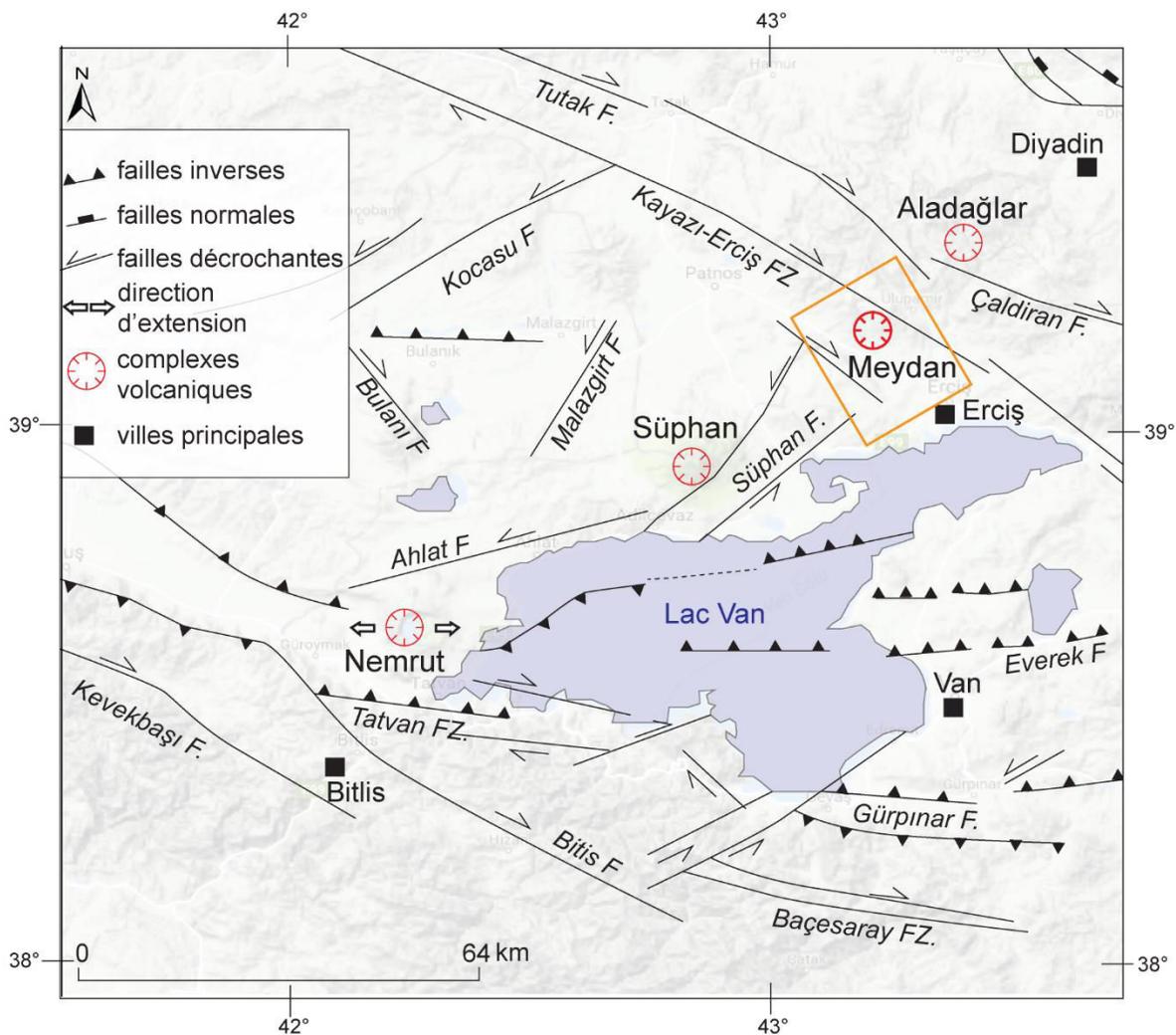


Figure 1 : Carte de localisation du complexe volcanique du Meydan, dans le contexte géodynamique de la région du lac de Van

L'évolution dans le caractère volcanologique et minéralogique des produits volcaniques est concomitante à l'évolution tectonique de la région. L'évolution tectonique de la région est caractérisée par deux phases : la première durant l'Eocène et la seconde au Mio-Pliocène (Innocenti *et al.*, 1980).

Durant le Quaternaire, la partie occidentale du nord du lac de Van a été affectée par de nombreux événements volcaniques dont la mise en place du Süphan. Au Pliocène, dans la partie orientale de la région, le volcan Meydan s'est édifié et en partie détruit durant une éruption majeure qui a permis la formation de la caldera actuelle. Le flanc est du Meydan est occupé par un dôme dont le flanc occidentale s'épanche dans la caldera.

1.1. Description morphologique

Le complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba se compose du volcan Meydan et du dôme Gürgürbaba. Le Meydan comporte une caldera sommitale (3,31 × 2,67 km) ouverte vers le sud, et dont le toit culmine à 2552 m. Le fond de la caldera se situe à une altitude de 2329 m.

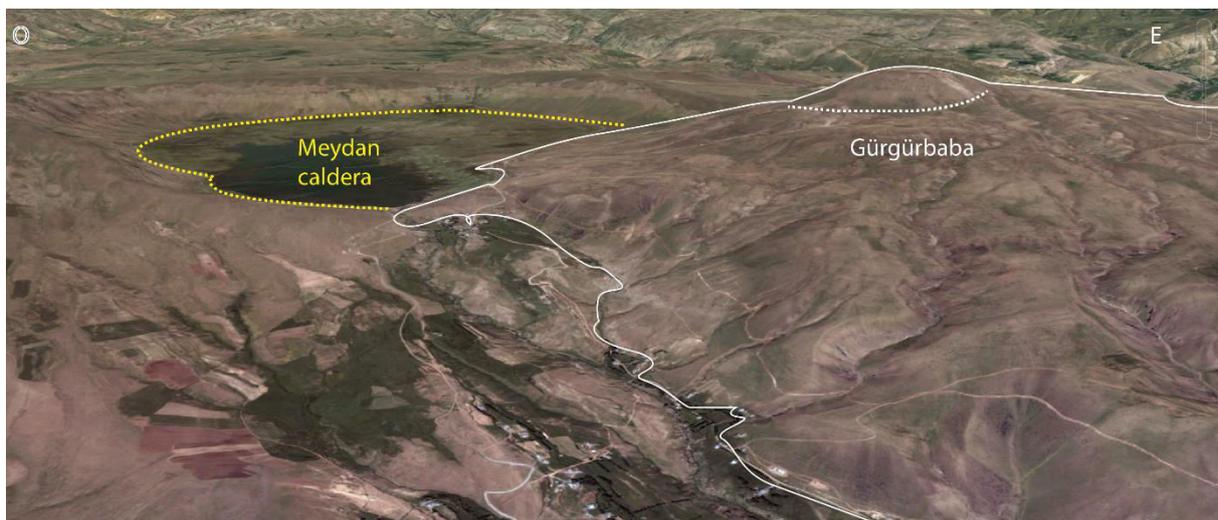


Figure 2: Relation stratigraphique entre le volcan Meydan et le Gürgürbaba dont le flanc ouest s'épanche dans la caldera du Meydan (fond google earth)

Le Gürgürbaba se compose d'une base aux pentes relativement douces (environ 5-10°) et d'un dôme arrondi symétrique dont les pentes sont inclinées à environ 20-25° (fig.2). La base du Gürgürbaba recoupe partiellement le rebord oriental de la caldera du Meydan. La mise en place de cet ensemble coulée pyroclastique et dôme est postérieure à la formation de la caldera. Le dôme du Gürgürbaba culmine à 2776 m.

Le volcan Meydan présente une forme typique de volcan composite (élévation comprise entre 2000 et 2500 m, pente moyenne des flancs entre 15 et 20°), dont le profil n'est pas équilibré (caldera sommitale et flancs convexes). Le Meydan est constitué de différentes unités volcaniques dont la plus visible, au sud, est une unité de ponces fines et de tufs de teinte blanche, dont l'épaisseur apparente est de 2-3 m. Des basaltes sont également visibles sur le flanc sud. Les murs de la caldera sont formés par

des trachytes de teinte grise présentant de petits minéraux. Un lac occupe le centre de la caldera dont le fond plat correspond à un remplissage probablement volcano-sédimentaire.

Le Gürgürbaba se compose d'une base présentant deux faciès, un faciès à obsidienne, le plus généralement noire, et un faciès rhyolitique à l'aspect granuleux de teinte beige rougeâtre. Les deux faciès sont associés sur les flancs ouest, sud-ouest et sud. Les missions de terrain (7 jours au total) n'ont pas permis de couvrir tous les flancs (flanc est et nord) du Gürgürbaba. L'obsidienne affleure de façon plus ou moins épaisse et de façon plus ou moins continue selon les affleurements.

1.2. Origine du magma

Les résultats des analyses géochimiques (éléments majeurs et traces) menées par Arslan (1994) suggèrent que le magma andésitique, d'origine mantellique, a évolué dans un système ouvert, du fait des contaminations crustales. Cette contamination crustale semble s'être réalisée dans la croûte inférieure par fusion partielle. Les compositions différenciées s'obtiennent par cristallisation fractionnée du magma. Arslan (1994) montre que le magma parent, issu du manteau semble avoir été somatisé par des fluides ou un magma provenant du panneau plongeant rémanent sous-jacent.

Deux agents peuvent être à l'origine de la metasomatisation, d'une part des fluides aqueux et d'autre part des silicates fondus, entraînant la formation de minéraux hydratés tels que des amphiboles. L'anomalie positive en strontium (Sr) donnée par les analyses de l'étude d'Arslan (1994) ainsi que la présence d'amphiboles suggèrent une metasomatisation par une phase aqueuse. Le magma résultant aurait ensuite, au cours du temps, subi les processus de cristallisation fractionnée.

Ce modèle proposé par Arslan (1994) est en accord avec les études plus récentes du volcanisme sur la région est anatolienne (Pearce *et al.*, 1990 ; Şengör *et al.*, 2003; Keskin, 2003, 2007).

1.3. Edification du volcan Meydan

L'activité du complexe volcanique Meydan-Gürgürbaba peut se scinder en deux phases : (1) l'édification du stratovolcan Meydan partiellement détruit lors de la mise en place de la caldera ; (2) mise en place du dôme du Gürgürbaba qui couvre une large partie du flanc oriental du stratovolcan Meydan (fig.1). Ce complexe volcanique repose sur des sédiments datés de l'Aquitaniens-Burdigaliens tardif (Innocenti *et al.*, 1980). Ces sédiments ne contiennent pas de trace de volcanisme. Innocenti *et al.*, (1980) estiment donc que la formation du Meydan est post-Burdigalien. L'initiation de l'activité volcanique dans le massif du Meydan est estimée à 13,1 Ma, avec la mise en place des laves calco-alcalines (andésites, trachyandesites, dacites) formant aujourd'hui le massif de Kizildere (Innocenti *et al.*, 1976 ; Arslan, 1994) (fig.3).

La phase d'édification du Meydan débute après la mise en place d'ignimbrites datées par Innocenti *et al.*, (1980) entre 5,9 et 4,8 Ma. Après cette phase ignimbritique, des basaltes à olivines sont émis, dont

l'épaisseur varie entre 50 et 200 m (Arslan, 1994). Se mettent ensuite successivement en place des mugearites (entre 75 et 200 m d'épaisseur), des hawaïtes (entre 150 et 300 m d'épaisseur), puis des benmoréites et enfin des trachytes dont l'épaisseur varie entre 200 et 300 m.

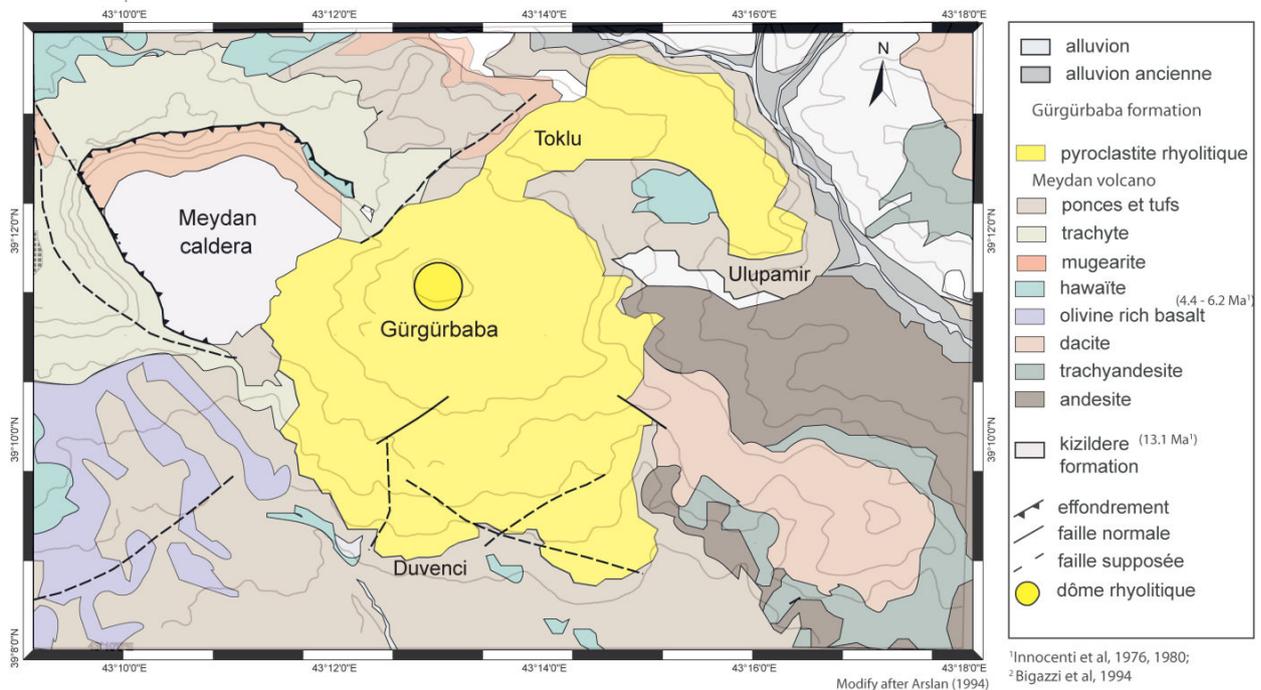


Figure 3 : Carte géologique du complexe volcanique Meydan (d'après Arslan, 1994)

Le Meydan connaît une phase d'effondrement qui voit se mettre en place une caldera sommitale, aujourd'hui ouverte sur le sud. La formation de la caldera s'accompagne de l'émission d'un large volume de tephres (ponces et tufs) dont les dépôts s'étendent selon un axe E-O vers la plaine d'Erciş, en direction du lac de Van. Les dépôts pyroclastiques se composent de retombées et de déferlantes cendreuse ainsi que de coulées de ponce (Arslan, 1994). La taille des clastes est généralement inférieure à 6 cm, néanmoins certains présentent un diamètre d'environ 10 cm.

1.4. Formation du dôme du Gürgürbaba

Le Gürgürbaba recouvre la plus grande partie du flanc sud-est du Meydan. Le Gürgürbaba correspond à un dôme culminant à 2776 m, intrusif dans un dépôt pyroclastique qui en forme la base à pentes douces. Le dôme, lui-même, présente des pentes abruptes. La base constituée de pyroclastites soudées est la conséquence d'une activité plinienne précédant l'extrusion du dôme, témoignant d'une activité explosive (Heiken et Wolletz, 1987).

Le Gürgürbaba peut être subdivisé en trois unités : (1) une unité basale correspondant au dépôt pyroclastique, (2) une unité localisée au nord et nord-est composée d'un dépôt de courant pyroclastique et (3) une unité sommitale composée du dôme rhyolitique.

Arslan (1994) identifie trois phases de mise en place du Gürgürbaba. La première phase se caractérise par une éruption plinienne avec des retombées de ponces et de cendres associées à des coulées pyroclastiques. La seconde phase est dominée par une éruption phréatomagmatique, enfin la troisième phase correspond à l'extrusion du dôme.

1.5. Distribution spatiale des obsidiennes du Meydan-Gürgürbaba

L'étude de terrain menée durant les étés 2014 et 2015 (7 jours au total) a permis de localiser et d'identifier précisément les affleurements d'obsidienne sur le flanc sud-est et est du complexe volcanique Meydan-Gürgürbaba (fig.3). Les obsidiennes que nous avons observées sont associées à la mise en place du Gürgürbaba, au regard de nos investigations, il semble que les obsidiennes ne soient jamais associées aux produits antérieurs, du volcan Meydan. Ces obsidiennes affleurent sur le flanc ouest du Gürgürbaba qui s'épanche dans la caldera du Meydan, sur le flanc sud et le long d'une coulée qui part du nord vers le nord-nord-est en direction d'Ulupamir (fig.4). Nous nommons donc ces obsidiennes : obsidiennes du Gürgürbaba.

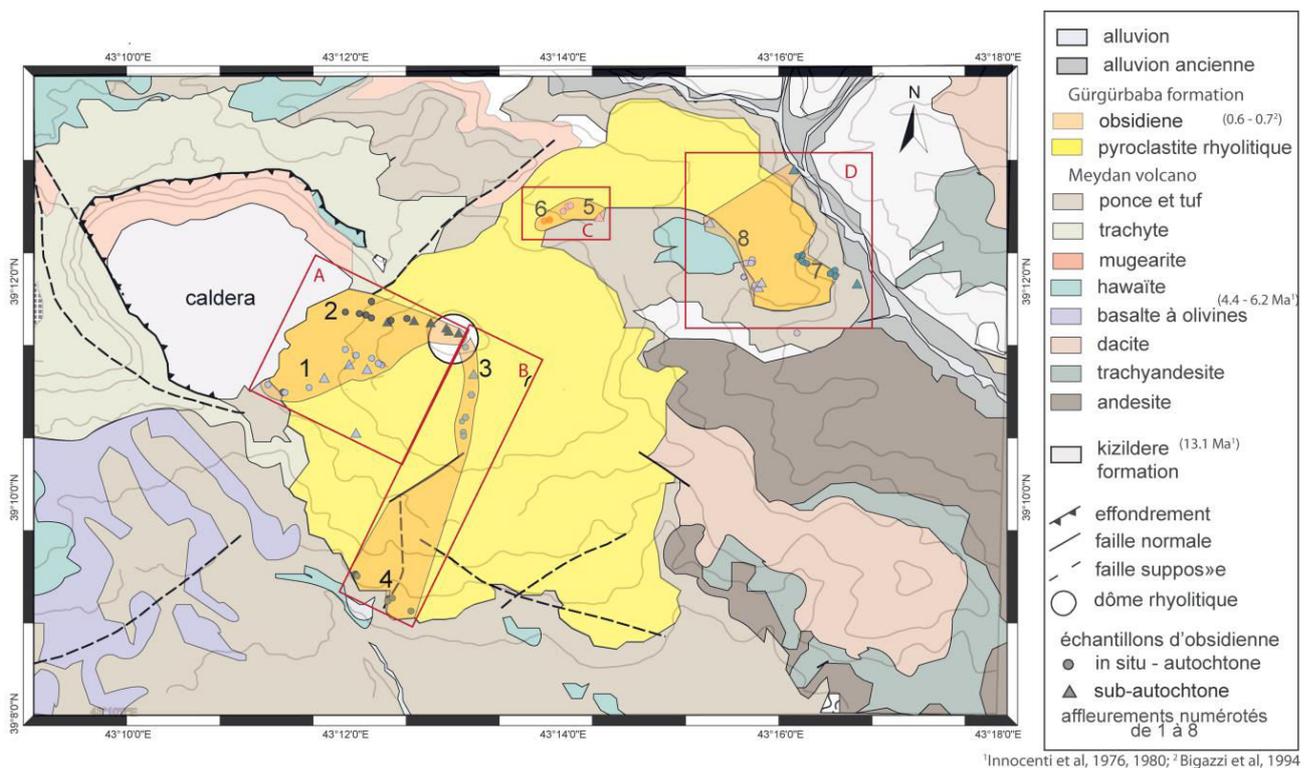


Figure 4: Carte de localisation des échantillons in situ et remaniés, dans leur contexte géologique (modifié d'après Arslan, 1994)

De ce fait, les affleurements présentés et analysés dans cette thèse semblent tous s'être mis en place après l'effondrement de la caldera du Meydan. Certaines de ces obsidiennes ont été datées à 0,7-0,6 Ma par trace de fission (Bigazzi *et al.*, 1976). Les obsidiennes datées proviennent d'un affleurement situé sur le flanc ouest du Gürgürbaba qui s'épanche dans la caldera.

Nos investigations, concentrées sur le dôme du Gürgürbaba (versants ouest, sud et nord) n'ont pas été poursuivies sur le versant oriental du Gürgürbaba. Il existe, sur le Gürgürbaba, quatre secteurs où l'obsidienne affleure (fig.4). Ces secteurs sont le flanc ouest où les affleurements d'obsidienne s'étendent dans la caldera (secteur A : affleurements 1 et 2), le flanc sud (secteur B : affleurements 3 et 4), le flanc nord près du village de Toklu (secteur C : affleurements 5 et 6), et le secteur nord-est près du village d'Ulupamir (secteur D : affleurements 7 et 8). Les affleurements de ces quatre secteurs sont décrits dans la partie suivante. Les deux missions de terrain ont permis d'échantillonner 119 obsidiennes dans les quatre secteurs indiqués.

2. Identification et caractérisation des affleurements d'obsidienne

Le dôme du Gürgürbaba est composé de trois unités avec du bas vers le haut : (1) un dépôt pyroclastique soudé d'un aspect friable et granuleux présentant des pentes relativement douces, (2) une coulée pyroclastique affleurant au nord du dôme et présentant un écoulement en direction de l'est vers le village d'Ulupamir (la coulée est dite d'Ulupamir), (3) le dôme rhyolitique aux pentes abruptes. Le diamètre du dôme est d'environ 1 km. Les affleurements d'obsidienne sont situés dans la partie basale du dôme ainsi que le long de la coulée d'Ulupamir. L'unité sommitale (= le dôme lui-même) ne présente aucun affleurement d'obsidienne. Cependant, on y repère des fragments d'obsidienne inférieure à 5 cm présents en surface de façon éparse et sporadique.

2.1. Les affleurements en banc du flanc ouest (secteur A)

Deux affleurements primaires et autochtones sont présents sur le flanc ouest du Gürgürbaba. Ce flanc du Gürgürbaba s'épanche dans la caldera. Le premier (affleurement 1) est proche de « l'entrée » de la caldera. Le second (affleurement 2) se situe à environ 1,5 km du premier.

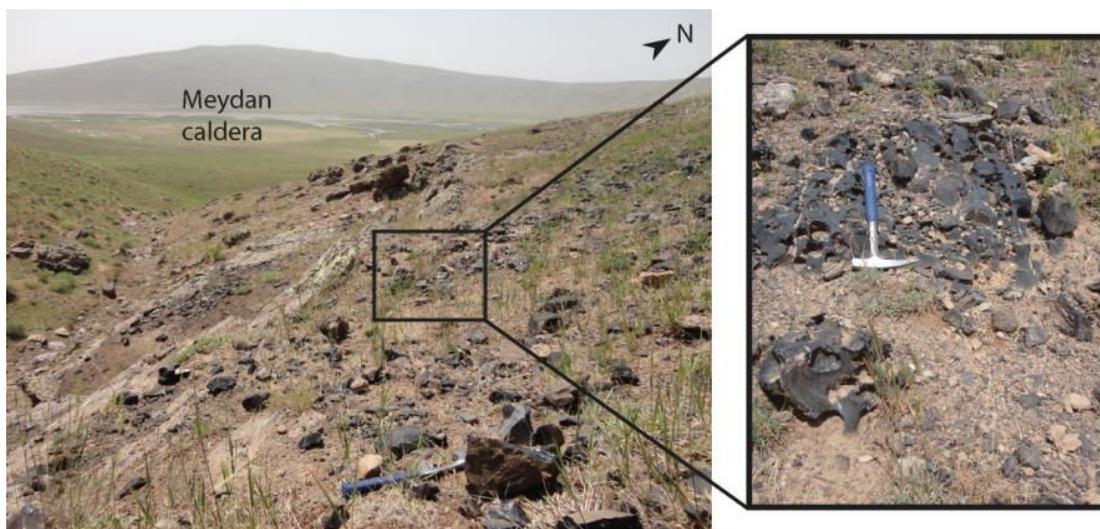


Figure 5: Affleurement en banc et blocs du secteur A (flanc ouest du Gürgürbaba)

Les obsidiennes des affleurements 1 et 2 se présentent sous la forme de bancs massifs dont l'épaisseur varie entre 30 et 70 cm (fig.5). Les affleurements correspondent à des coulées qu'il est possible de suivre de façon plus ou moins continue de l'aval vers l'amont, le long du versant. Vers l'amont leur présence se fait plus discrète ; les bancs deviennent moins épais, laissant progressivement place à des blocs puis des cailloux épars en surface. Les blocs présentent un grand axe pouvant atteindre une vingtaine de centimètres ; les cailloux ont une taille comprise entre 3 et 5 cm.

L'obsidienne dans ces bancs présente un faciès légèrement rubané et rectiligne, les linéations étant subparallèles à la pente du versant. L'affleurement 1 présente, au niveau de ce qui semble être un front de coulée, une forte abondance de vésicules au toit du banc. Ces vacuoles sont absentes sur l'affleurement 2.

2.2. Les affleurements amont et aval du flanc sud (secteur B)

Le secteur B se compose de deux affleurements primaires et autochtones, de types différents. L'affleurement 3, localisé en amont du versant, se présente sous forme de couches fines (lits de 1 à 5 cm d'épaisseur) alternant avec de la rhyolite de teinte beige-rouge (fig.6a). Les couches d'obsidienne s'épaississent pour former des bancs dirigés dans le sens de la pente (fig.6b). Des blocs d'obsidienne d'une quinzaine de centimètre de grand axe sont disséminés en surface (fig.6c). L'obsidienne est massive et de teinte noire.

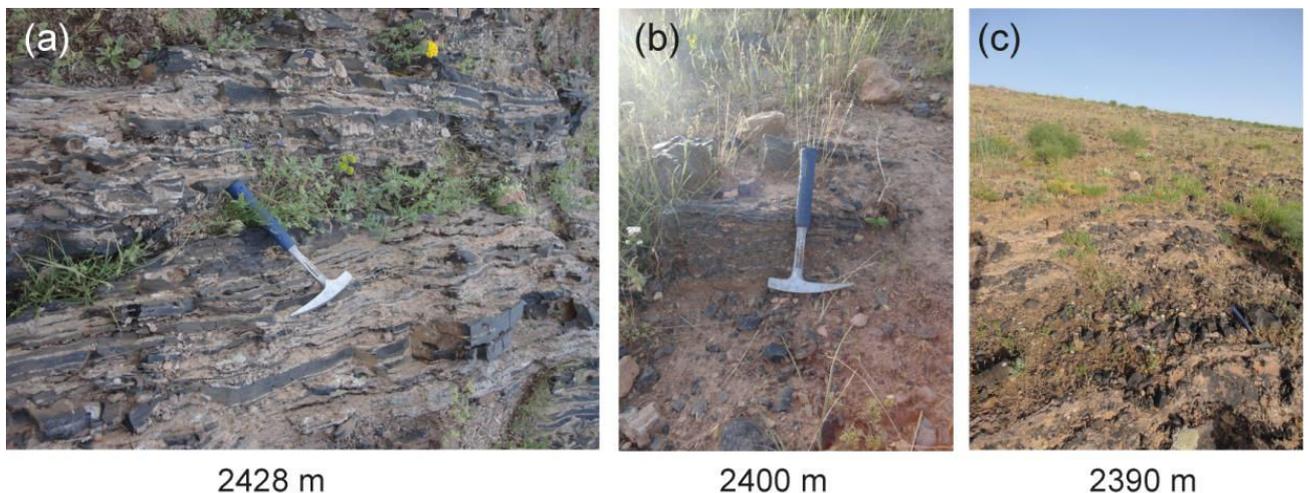


Figure 6: Affleurement 3 du secteur B (flanc sud du Gürgürbaba)

Le long de la route sud qui mène à la caldera, les obsidiennes affleurent de deux façons (fig.7) correspondant respectivement aux affleurements 4 et 4 bis :

- en couche massive et épaisse d'environ 5 m d'épaisseur, près du village de Duvenci
- en alternance avec des lits de rhyolite. Les lits d'obsidienne et de rhyolite ne dépassent pas 5 cm d'épaisseur.

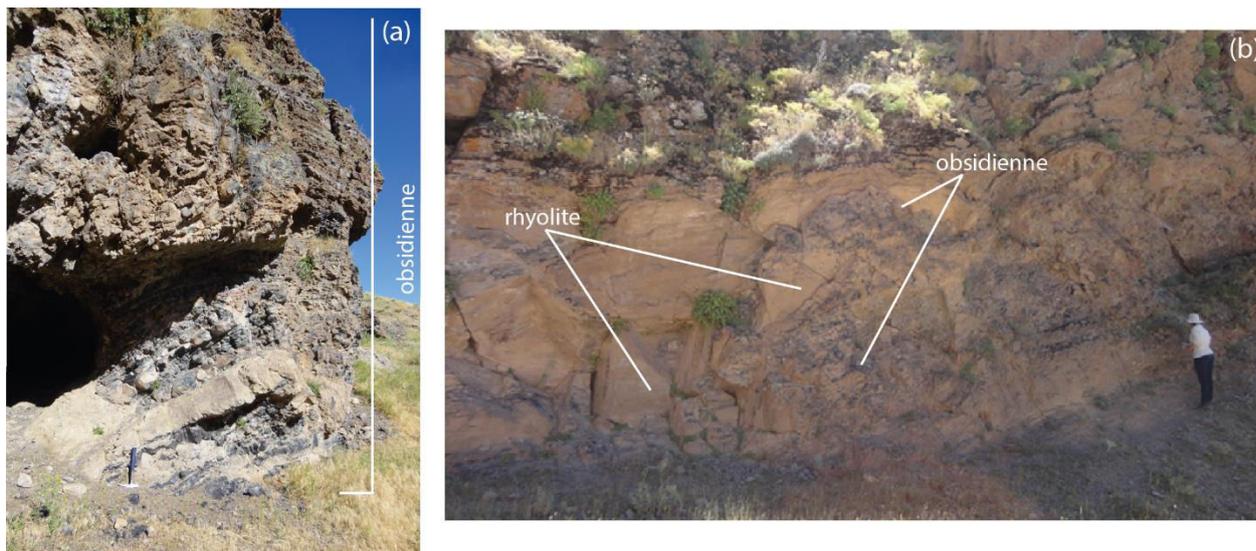


Figure 7: (a) affleurement n°4 et (b) affleurement n°4 bis le long de la route de Duvenci à l'entrée sud de la caldera

2.3. Les affleurements de Toklu (secteur C)

Le secteur C de Toklu présente deux types d'affleurement primaire autochtone. Le premier (affleurement 5) se caractérise par la présence de bancs d'obsidienne d'une trentaine de centimètre d'épaisseur, chacun affleurant perpendiculairement à la pente. Des blocs d'obsidienne apparaissent en surface près de ces bancs (fig.8a). La taille des blocs n'excède pas 12 cm.



Figure 8: Affleurement n°5 (a) et n°6 (b) du secteur C, Toklu

Le second affleurement (affleurement 6) se présente sous forme d'alternances de rhyolite et d'obsidienne en couches fines de quelques centimètres d'épaisseur (fig.8b) et est stratigraphiquement au dessus du premier affleurement. Cette formation mesure environ 3 m d'épaisseur au total, et contient de nombreuses lithophyses.

Ces lithophyses sont un marqueur du style éruptif de type explosif. Sur cet affleurement, leur diamètre varie entre le centimètre et la dizaine de centimètres et sont de teinte rougeâtre. Les couches de rhyolite de teinte blanche grise s'effritent lors du prélèvement des échantillons. L'obsidienne est de teinte noire.

La position stratigraphique des deux affleurements l'un par rapport à l'autre et la différence entre leur mode d'affleurement et leur faciès suggèrent deux formations d'obsidienne distinctes. L'affleurement 5 présente le même mode d'affleurement et un même faciès d'obsidienne que les affleurements 1 et 2 du flanc ouest (secteur A, caldera) et de l'affleurement 3 du flanc sud (secteur B). Ces similitudes suggèrent que l'affleurement 5 appartient à la même unité volcanostratigraphique que les affleurements des secteurs A et B. Les obsidiennes provenant de l'affleurement 6 seraient postérieures à celles de l'affleurement 5.

2.4. Les affleurements de la coulée d'Ulupamir (secteur D)

Le secteur D près d'Ulupamir présente deux affleurements primaires autochtones d'obsidienne. Le premier (affleurement 7) se situe au front d'une carrière actuelle, à une altitude 1990 m et à proximité du village dont elle tire son nom. Le second (affleurement 8) se trouve à environ 1,15 km en amont du front de carrière à une altitude de 2129 m.

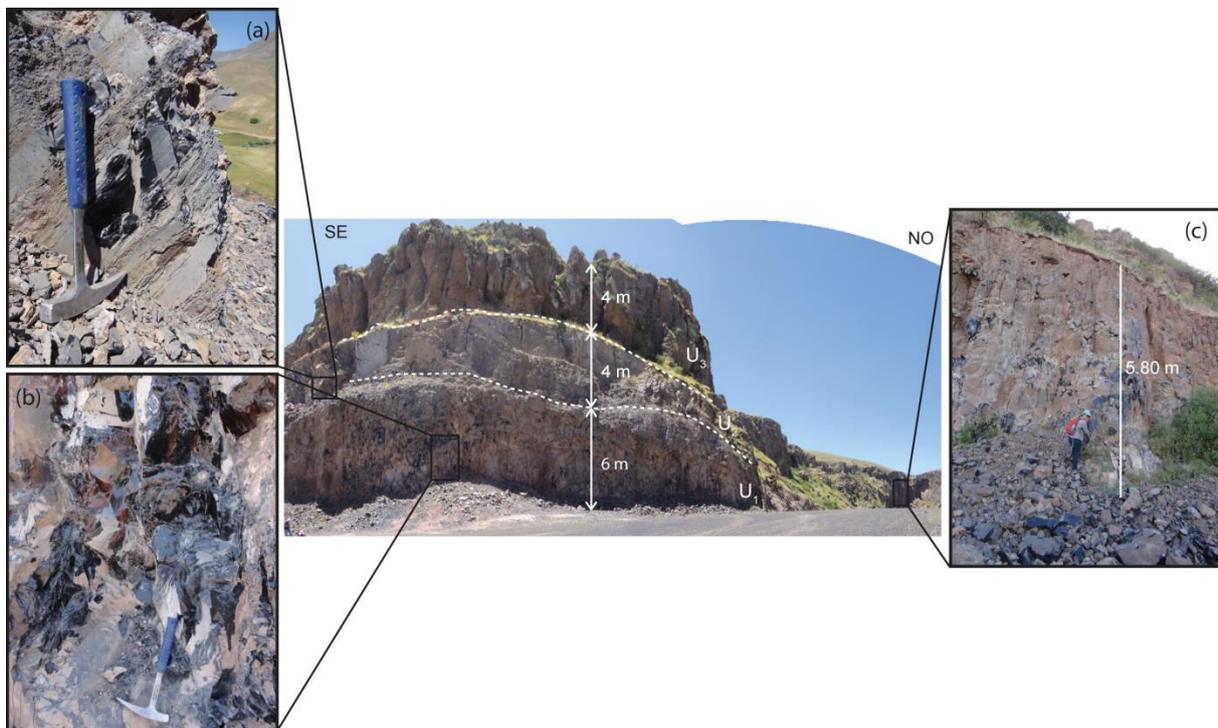


Figure 9: Affleurement n°7 (carrière d'Ulupamir) du secteur D, Ulupamir

L'affleurement 7 constitue actuellement une large carrière d'obsidienne. L'obsidienne se présente sous forme de couche massive d'au moins 10 m d'épaisseur et environ 263 m de large au carreau (plateau formé par l'avancé progressive du front de carrière) (fig.9). L'affleurement se compose de trois unités : (1) une couche de 6 m d'obsidienne massive où différentes teintes (noire et brune) coexistent, cette couche forme la base apparente de l'affleurement depuis le carreau de carrière ; (2) l'unité médiane présente une épaisseur de 4 m où les bancs fins de rhyolite et d'obsidienne alternent ; et (3) l'unité supérieure sans obsidienne apparente.

En amont du versant, l’affleurement 8 (fig.10) se caractérise par une couche d’obsidienne dont l’épaisseur apparente varie entre 6,40 et 3 m. Cette formation semble être constituée de plusieurs couches d’obsidienne successives présentant un pendage structural d’environ 50° par rapport au sol. En remontant le versant sur environ 435 m, les couches de rhyolite et d’obsidienne qui alternent ne mesurent plus que quelques centimètres d’épaisseur. Ces couches de rhyolite et d’obsidienne s’épaississent d’amont vers aval du versant et montrent un pendage parallèle à la pente. Les couches d’obsidienne deviennent de plus en plus massives, vers l’aval du versant, au détriment de la rhyolite.

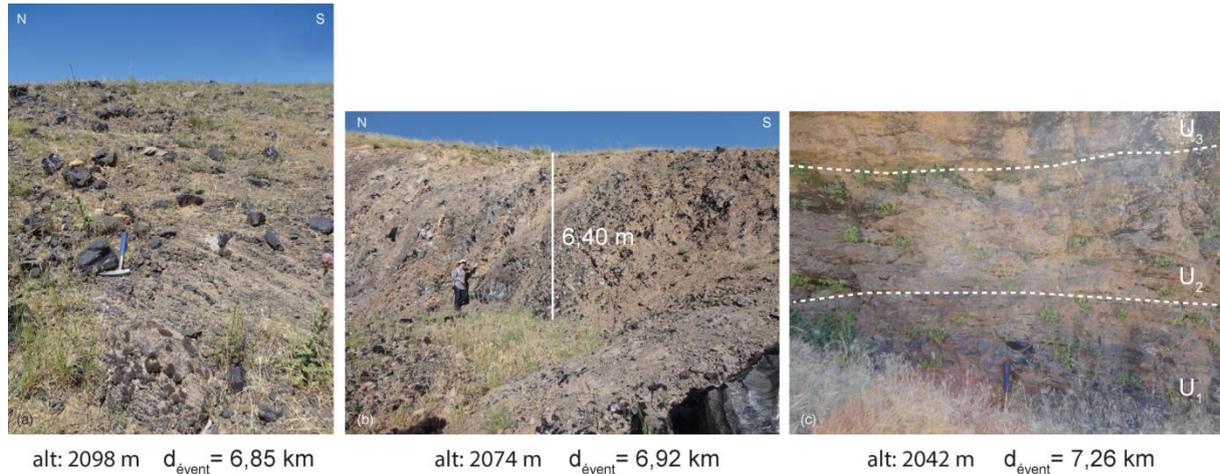


Figure 10: Affleurement n°8 en banc du secteur D, Ulupamir

La rhyolite de cet affleurement de teinte beige-gris, présente un aspect granuleux parfois friable (notamment vers l’amont du versant). Les obsidiennes présentent une teinte noire et est de plus en plus massif vers l’aval.

3. Caractéristiques physiques des obsidiennes du Gürgürbaba et mode de mise en place

3.1. Les macros faciès des obsidiennes du Meydan

Les obsidiennes du Gürgürbaba présentent un macrofaciès relativement homogène avec une faible diversité de motifs. Elles présentent majoritairement une teinte noire et ne contiennent aucun phénocrystal ni craquelure en apparence (échelle macroscopique).

3.1.1. La teinte, la texture et l’éclat

Sur les 119 échantillons du Meydan-Gürgürbaba prélevés durant les missions de 2014 et 2015, quatre associent des teintes noires et marron (échantillons Mey 14-02, Mey 14-10, Mey 15-16E et Mey 15-27C). L’imbrication des deux teintes forme un motif marbré. Ces obsidiennes ont toutes un éclat résineux et un aspect lisse (fig.11). Elles appartiennent respectivement aux affleurements n°2, n°3, n°4 et n°7. Plus rarement les obsidiennes apparaissent uniformément marron-rouge foncé ou clair (Mey 14-09D, Mey 15-26A, Mey 15-27B), cette première obsidienne (Mey 14-09D) provient d’un bloc

extrait de la carrière d'Ulupamir, les deux autres sont extraites de l'affleurement n°3 sur le flanc sud du Gürgürbaba.



Figure 11 : Faciès (aspect, teinte et éclat) des obsidiennes du Gürgürbaba

Le reste des échantillons, soit 115 obsidiennes, présentent une teinte noire, avec soit un aspect textural lisse (environ les 2/3) soit un aspect rugueux (environ 1/3). La première texture se rencontre dans les affleurements n°2, 3, 4, 6, 7 et 8, et la texture rugueuse se trouve dans les affleurements n°1, 2, 3 et 5.

L'éclat des obsidiennes du Meydan est soit vitreux soit résineux que la texture soit rugueuse ou lisse. Ces deux types d'éclat se trouvent dans tous les affleurements à l'exception de l'affleurement 5 qui ne contient que des obsidiennes à l'éclat résineux.

3.1.2. Les motifs des macros faciès

Les obsidiennes du Meydan-Gürgürbaba présentent soit (1) une absence de motifs donnant un aspect uni soit deux types de motifs : (2) des rubanements rectilignes, (3) un aspect marbré (fig.11).

L'absence de motif est le faciès le plus répandu. Elle concerne tous les affleurements à l'exception de l'affleurement n°3. Le motif rubané rectiligne est fréquent et se retrouve dans les affleurements n°1, 2, 3, 5 et 7. Le motif marbré se retrouve dans les affleurements n°2, 3, 4 et 7 et est souvent très localisé.

3.2. Les microfaciès des obsidiennes du Meydan-Gürgürbaba

44 échantillons sur les 119 prélevés ont fait l'objet d'une étude en lame mince. Les études pétrologiques ont concerné au moins une obsidienne dans chaque affleurement. Plusieurs lames minces ont été faites pour les affleurements les volumineux afin d'en avoir une bonne représentativité.

3.2.1. Des obsidiennes « cristal clear »

Toutes les obsidiennes du Gürgürbaba sont aphyriques, c'est-à-dire sans cristal, et présentent 3 types de faciès (1) uni sans motif, (2) rubané, (3) marbré. Le faciès le plus commun est le faciès uni sans motif qui représente près de la moitié des échantillons, suivi du faciès rubané (un peu plus d'un tiers des échantillons) et enfin le faciès marbré qui représente seulement 11 obsidiennes sur les 119 prélevées.

Les obsidiennes noires sont les plus fréquentes et les plus abondantes, ce qui reflète les observations macroscopiques. La teinte marron-rouge de certaines obsidiennes apparaît lorsque celles-ci sont marbrées (Mey 15-15, Mey 15-35B, Mey 15-36, Mey 15-50, Mey 1560B, Mey 14-07B, Mey 14-03A, Mey 14-07D). La teinte marron-rouge clair apparaît sporadiquement et de façon très localisée (1 individu sur les 119, Mey 15-27B). Quelques obsidiennes présentent un rubanement gris à gris clair (Mey 15-14A, Mey 15-23, Mey 15-26C, Mey 15-28, Mey 14-01, Mey 14-08).

Toutes les obsidiennes en lame mince présentent un aspect homogène sans phénocrystal apparent. Sur les 44 lames, 12 sont teintées, 10 ont une teinte brun-rouge et 2 ont teinte grise. Les 32 autres lames sont incolores ou très légèrement teintées gris. Quel que soit le grossissement utilisé, aucune lame ne présente de cristal, il semble donc que les obsidiennes du Gürgürbaba soient totalement aphyriques.

3.2.2. Les structures

Les motifs observés à l'échelle de l'échantillon macroscopique correspondent aux structures et s'observent aussi au microscope il est cependant possible de distinguer des sous catégories de structures telles que les rubanements avec et sans œil de déformation, avec ou sans bulles etc.

Au microscope optique les obsidiennes du Meydan présentent huit types de structure : (1) un faciès avec bulles sphériques (fig.12a), (2) avec bulles déformées sans rubanement (fig.12b), (3) avec bulles déformées et rubanement (fig.12c), (4) avec rubanement seul (fig.12d), (5) avec rubanement et œil de déformation (fig.12e), (6) avec structures fluides (fig.12f), (7) marbré (fig.12g), (8) à forte densité de microlites sans orientation apparente (fig.12h). L'abondance des microlites augmente du faciès n°1 à bulle vers le faciès n°8 à forte densité de microlites. Le tableau 1 synthétise la répartition des échantillons dans chaque type de faciès.

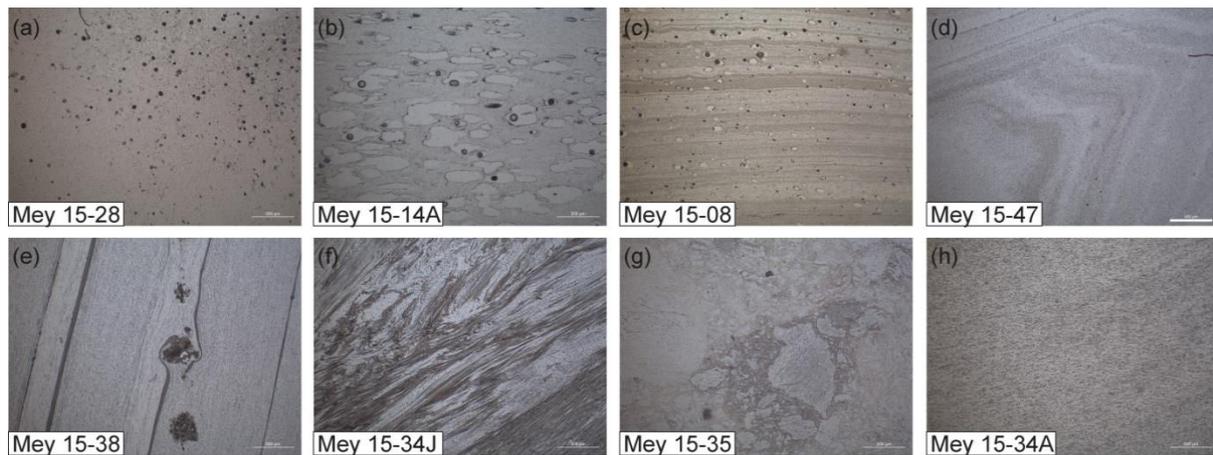


Figure 12 : Structures (a) bulle sphérique, (b) bulle déformée, (c) bulle avec rubanement, (d) rubanement seul, (e) rubanement et œil de déformation, (f) fluides, (g) marbré, (h) à forte densité de microlites

Le faciès avec rubanement représente environ $\frac{1}{4}$ des échantillons en lame mince (7 avec rubanement seul et 5 avec rubanement et œil de déformation). Le rubanement s'apparente à une linéation liée à la déformation ductile. Ce faciès témoigne d'un écoulement du matériau lors de sa mise en place. Les lames d'obsidienne présentent toutes des rubanements rectilignes parallèles entre eux et continus. Les obsidiennes présentant des rubanements avec œil de déformation se localisent près du front de la coulée. Les obsidiennes avec rubanements seuls se situent aussi bien près du front de la coulée qu'en amont de ces derniers. Quelques lames (Mey 15-02, Mey 15-08, Mey 15-43, Mey 15-54) présentent un faciès rubané avec des bulles déformées (fig.14c). Ces obsidiennes appartiennent aux affleurements 1 (Mey 15-02 et Mey 15-08), 5 (Mey 15-54) et 7 (Mey 15-43). Les bulles déformées, perturbant la linéation, témoignant d'une exsolution durant la mise en place. Ces obsidiennes se localisent près du front de la coulée.

Le faciès « bulles déformées sans rubanements » semble fréquent dans les obsidiennes du Meydan, sur les 44 lames minces étudiées sept présentent ce faciès. Il s'agit des lames Mey 15-07, Mey 15-16E, Mey 15-18, Mey 15-26C, Mey 15-30, Mey 14-04A, Mey 14-08B. Quatre obsidiennes présentent des bulles sphériques associées à aucunes formes structurales. Il s'agit des lames Mey 15-01A, Mey 15-14B, Mey 15-23 et Mey 15-28A. Toutes ces obsidiennes se situent au toit des coulées.

Outre le faciès rubané et le faciès « bulles déformées sans rubanement », le faciès le plus commun parmi les échantillons analysés en lame mince est le faciès marbré (8 échantillons sur 44 : Mey 15-15, Mey 15-35B, Mey 15-36, Mey 15-50, Mey 1560B, Mey 14-07B, Mey 14-03A, Mey 14-07D). Ces obsidiennes arborent toutes une teinte brune plus ou moins claire. Ces obsidiennes se trouvent toutes en front de coulée excepté pour l'échantillon Mey 15-15 qui se situe à mi-pente, en position médiane dans un banc.

échantillons	secteurs	affleurements	teinte	aspect	éclat	motif	microlites		
Mey 15-01	1	1	noire	rugueux	vitreux	rubanement	mgr, tr astero		
Mey 15-07							prism, aciculaire tr		
Mey 15-02						acicul tr, astero tr			
Mey 15-08						prism, gl, mgr			
Mey 15-09						prism, aciculaire tr, gl			
Mey 15-23	2	prism aciculaire tr							
Mey 15-26C	2	3			rubanement	acul tr, astero tr			
Mey 15-28									
Mey 15-18	1	2			résineux	uniforme	prism		
Mey 14-04A		1					aciculaire		
Mey 14-06	4	1							
Mey 15-54	3	5					gl, aciculaire, prism		
Mey 15-59	2	4					gl, aciculaire ds patch		
Mey 15-60						asteroidal trichite			
Mey 15-34A	4	7		lisse		vitreux	uniforme	gl, aciculaire, prism	
Mey 15-34D								aciculaire, prism	
Mey 15-34E								prism, aciculaire tr/ astero tr	
Mey 15-34G								gl, aciculaire, prism	
Mey 15-34I					gl, aciculaire, prism				
Mey 15-36					astero tr/ prism				
Mey 15-37					gl, aciculaire, prism				
Mey 15-38					zonation microlites				
Mey 15-50					4			8	aciculaire, gl
Mey 15-51									prism, gl
Mey 15-14A	1	2		lisse	rubanement	prism, gl			
Mey 15-14B						prism			
Mey 15-15A						gl, aciculaire tr, prism			
Mey 15-30	2	4		résineux	uniforme	gl, aciculaire tr			
Mey 15-35	4	7	gl, aciculaire, prism						
Mey 15-39			prism, aciculaire, gl, mgr						
Mey 15-40			gl, aciculaire, prism						
Mey 15-41			gl, aciculaire, prism						
Mey 15-47			prism, gl						
Mey 14-07A	3	5	lisse		rubanement	astero tr/ gl			
Mey 15-43						prism, aciculaire, gl, mgr			
Mey 14-08	1	2	noir marron		lisse	résineux	marbré	prism aciculaire tr	
Mey 15-16E	2	3						astero tr/ gl	
Mey 15-27C	4	4		prism, aciculaire, gl, mgr, ast tr					
Mey 14-02	4	7							
Mey 14-10									
Mey 15-35B				dif selon zone					

Tableau 1 : Synthèse des faciès macro et microscopique des obsidiennes du Gürgürbaba pour les 44 lames représentatives des obsidiennes du Gürgürbaba (mgr= margarite, tr astero= trichite astéroïdale, prism= prismatique, aciculaire tr= aciculaire trichite, gl= globulite)

Enfin, il existe un faciès présentant des structures fluides (Mey 15-25A, Mey 15-27C, Mey 15-34J, Mey 15-59) (fig.14f). Ces structures présentent une orientation suggérant une direction d'écoulement. Les obsidiennes présentant ce type de motif en lame mince apparaissent sans motif en macro.

3.2.3. Les microlites

A défaut de contenir des cristaux, les obsidiennes du Meydan sont riches en microlites. Les microlites peuvent être un indicateur des conditions locales du refroidissement des produits volcaniques. Ces microlites sont de quatre types (1) prismatique (fig. 13a), (2) aciculaire (fig.13b), (3) margarite (fig.13c) et (4) globulites (fig.13d). On note également la présence de trichites astéroïdales (fig.13e) dans une moindre mesure.

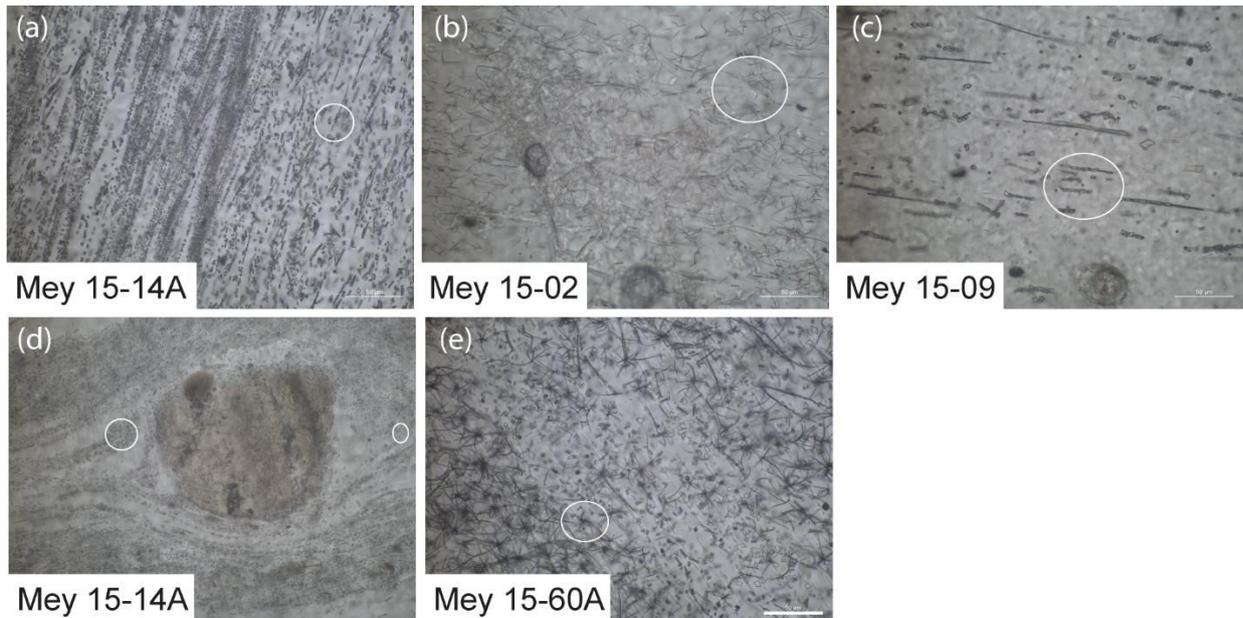


Figure 13 : Type de microlites constituant les matrices d'obsidienne du Gürgürbaba (G × 630)

Les microlites sont fréquemment associés les uns aux autres. Les associations les plus fréquentes sont les associations soit avec les microlites prismatiques soit avec globulites qui représentent 8 associations sur 12. Dans cinq des 12 lames les deux types de microlites (prismatiques et globulites) sont associés.

Le tableau 1 présente les assemblages microlitiques et leur fréquence dans les lames étudiées. Cependant, il faut noter que le faciès microlitique dépend du choix de l'échantillon et de la face prise pour l'étude en lame mince. En effet certaines lames (Mey 15-34A, Mey 15-35B, Mey 15-36, Mey 15-37 et Mey 15-41) présentent différents assemblage de microlites. Le passage d'un assemblage à un autre peut être progressif (fig.14a) ou zoné (fig.14b). Le passage progressif se fait d'une zone uniforme vers une zone rubanée alors que le passage sans transition a lieu dans les lames présentant un faciès marbré (fig.14b).

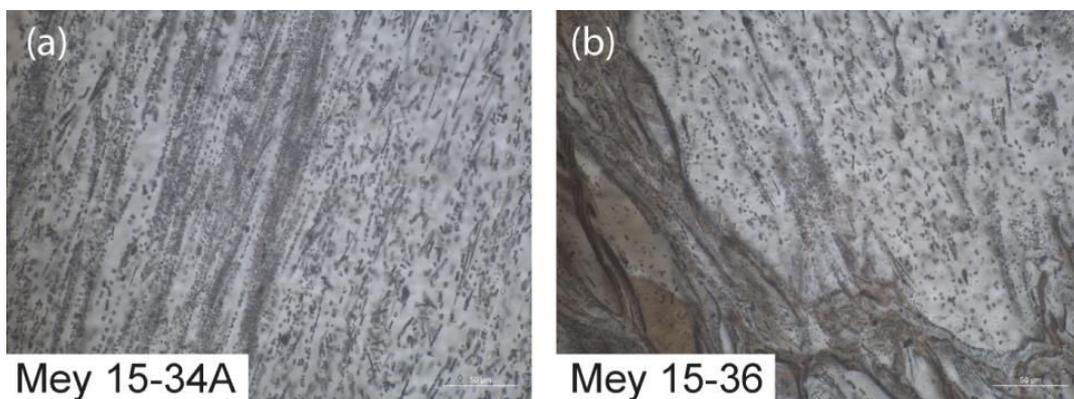


Figure 14 : Zonage (a) progressif) et (b) sans transition des microlites dans des obsidiennes (G × 630)

Tous les types de microlites se retrouvent quelle que soit soit la lame considérée. En revanche, les microlites prismatiques et aciculaires apparaissent plus fréquemment en front de coulée. Sur le front de

carrière d'Ulupamir (secteur 4, affleurement n°7) plusieurs échantillons ont été prélevés : à la base (observable) en position médiane et au toit (accessible) ainsi que tout le long de la coupe. Ces échantillons correspondent aux obsidiennes nommées Mey 15-34 de A à J. Pour ces obsidiennes, l'assemblage microlitique varie peu en fonction de leur position. L'assemblage microlitique pour ces obsidiennes est : microlites prismatiques, aciculaires et globulites. Seule l'obsidienne Mey 15-34E présentent en plus des trichites astéroïdales. Cette obsidienne a été prélevée à la base du front de carrière. En remontant le long de l'affleurement, à proximité du front de carrière, l'assemblage microlitique ne varie pas, seule une légère variation est observée selon que l'obsidienne est prélevée en base ou au toit de la coulée. Néanmoins, dans ces nouveaux assemblages le type de microlites diffère par rapport au front de coulée. En effet, pour les obsidiennes Mey 15-39 et Mey 15-43, les microlites prismatiques, aciculaires et globulites sont associés à des morgarites.

La diversité des microlites chute pour les obsidiennes Mey 15-47 et Mey 14-07A. Ces deux échantillons se composent de globulites associées respectivement à des trichites astéroïdales et des microlites prismatiques. Ces deux obsidiennes appartiennent à des affleurements situés en amont du front de l'actuelle carrière d'Ulupamir, à environ 1 et 1,12 km, le long de la route menant d'Ulupamir à Toklu.

Les deux affleurements du secteur A (flanc ouest du Gürgürbaba) proposent deux types de modèle de microlites le long de l'affleurement, d'amont en aval du versant. L'affleurement n°1 présente une diminution de la diversité des microlites de l'amont vers l'aval, passant de trois types de microlites à deux.

Les trichites aciculaires sont présentes dans les lames Mey 15-01, Mey 15-02, Mey 15-07 et Mey 15-09, seule la lame Mey 15-08, située en amont de l'affleurement, n'en comporte pas. L'affleurement n°2, ne semble pas contenir de schéma concernant la diversité microlitique, en revanche, toutes les obsidiennes de cet affleurement contiennent des microlites prismatiques.

Les obsidiennes du secteur B sont réparties sur deux affleurements, l'affleurement n°3, situé en amont du versant, et l'affleurement n°4 situé en aval du versant. Trois échantillons de l'affleurement n°3 (Mey 15-26C, Mey 15-27C, Mey 15-28) ont été étudiés en lame mince. Deux des trois échantillons (Mey 15-26C, Mey 15-27C) contiennent des trichites astéroïdales, alors que Mey 15-28, contient de rares microlites prismatiques peu développés.

Enfin les obsidiennes du secteur C, près de Toklu, contiennent trois types de microlites à savoir des microlites prismatiques, des globulites et des trichites aciculaires.

3.3. Mode de mise en place

3.3.1. Les textures des affleurements

Les obsidiennes du Gürgürbaba se caractérisent par une absence de phénocristaux mais une abondance de microlites, pouvant renseigner sur leurs conditions locales de refroidissement. Ces obsidiennes, dont les lames ont été étudiées, ont toutes été prélevées en situation primaire, *in situ* dans des affleurements plus ou moins continus d'amont en aval du versant, formant des lits, des bancs et des couches d'épaisseur importante (> 3 m). Les obsidiennes des secteurs A et B appartiennent à l'unité basale de forme radiale autour du dôme qui surplombe l'évent. Freundt *et al.*, (2000) soulignent que les couvertures ignimbritiques, qu'elles soient soudée ou non et correspondant à des coulées, peuvent adopter une forme radiale autour de l'évent, recouvrant ainsi la topographie pré-éruption.

Les produits rhyolitiques associés aux obsidiennes présentent une texture granuleuse, plus ou moins friable de teinte beige rougeâtre. La teinte rougeâtre indique une oxydation des produits volcaniques qui est fonction de l'histoire de la température, de la pression et des gaz (Mariizumi, *et al.*, 2009). La chauffe et la soudure de ponces entraînent un changement de teinte, passant du blanc gris au rouge, en dessous de 1000°C (Yagi, 1966). Des éléments constitutifs se distinguent de la matrice à grain fins (fig. 15).



Figure 15 : Alternance couche d'obsidienne et pyroclastites rhyolitique soudées

Les pyroclastites fortement et densément soudées présentent des caractéristiques de déformation ductile (rhéomorphisme) témoignant d'un comportement de masse cohérent, non particulaire (Brown et Andrew, 2015). A ce titre, les auteurs notent qu'il peut être difficile de distinguer une lave d'une pyroclastite densément soudée, sur le terrain, tant la texture et les structures observées sont similaires. Les pyroclastites densément soudées au comportement rhéologique de lave comportent souvent des couches vitreuses en base et au toit de coulée (Brow et Andrew, 2015). Ces couches vitreuses peuvent être fines (quelques centimètres) ou épaisses (plusieurs mètres). Les affleurements du Gürgürbaba présentent des même séquences et textures que la coupe de *Resting Spring Pass Tuff* (Californie, USA) étudiée par Brown et Andrew (2015). Cette coupe présente une séquence allant des pyroclastites non soudées à des pyroclastites densément soudées (couche vitreuse, obsidienne) puis des pyroclastites

modérément soudées à lithophyses rougeâtres. Des lithophyses sont également présentes dans l’affleurement 6 de Toklu.

La présence de lithophyses, fréquente dans les laves vitreuses et les ignimbrites (Breitkreuz, 2013), indique 1) une teneur en volatils importante et 2) une mise en place lors d’une éruption explosive (plinienne ou phréatomagmatique) compatible avec l’hypothèse de dépôts pyroclastiques pouvant être associés à la formation d’un courant pyroclastique dense. En fonction de la température, de la pression et de la teneur en volatils, ces dépôts peuvent alors devenir une pyroclastite soudée à densément soudée.

3.3.2. Le rhéomorphisme

Le rhéomorphisme se traduit comme la déformation plastique d’une pyroclastite soudée durant sa mise en place. Ce rhéomorphisme se traduit par la formation de figures de déformation telles que des linéations, des plis en fourreau ou des plis en boucle (*infra* chapitre 1). L’obsidienne se forme le plus souvent en base ou au toit de coulée (Brown et Andrew, 2015) et apparaît en couches soulignant les linéations formées lors de l’écoulement. Ces couches peuvent être fines ou épaisses. Les obsidiennes du Gürgürbaba présentent des motifs en forme de rubanement rectilignes pouvant être assimilé à des linéations. Ces linéation, en lits fins, se retrouvent aussi à l’échelle de l’affleurement (affleurement 4bis, 5) et en bancs épais dans les affleurements n^{os} 1, 2, 3, 4 et 8. Elles traduisent une déformation en cisaillement simple caractéristique d’une formation des obsidiennes concomitante à la mise en place du dépôt.

Du fait de vitesses d’écoulement différentes entre la base et le toit de la coulée et/ou de perturbations liées à la topographique, les linéations peuvent être plus ou moins plissées. Sur le Gürgürbaba, l’affleurement 8 présentent des couches d’obsidienne formant un pli mésoscopique. A l’échelle de l’obsidienne, des plis sont observés pour les échantillons provenant des affleurements n^{os} 1, 2, 3 et 4.

La mise en place d’une pyroclastite soudée et la formation d’obsidienne associée nécessitent une viscosité faible obtenue soit par une température élevée (> 900°C), soit par une teneur en H₂O, en fluor ou en chlore dissout élevée, soit encore une teneur importante en sodium (Na), aluminium (Al) et ou en potassium (K), ou enfin une combinaison des trois paramètres précédant (Andrew, 2008). Des expériences ont été menées dans les années 1950-1960, afin de déterminer les températures de soudure de ponces rhyolitiques à différentes pressions. Smith *et al.*, (1958), Yagi (1962, 1966) ont montré que le soudure à basse température est d’autant plus efficace que le matériau de départ (ponces) est hydraté. Ce qui est compatible avec l’étude d’Arslan (1994) qui estime une température de mise en place des laves du Gürgürbaba entre 1032°C et 1196°C (solidus des pyroxènes). Les obsidiennes montrent un enrichissement en Na₂O par rapport aux phases cristallisées ainsi qu’une teneur importante en aluminium comprise entre 12 et 16 % wt (Arslan, 1994).

3.3.3. Les indices pétrologiques

D'autres arguments (indices pétrologiques) sont en faveur de cette hypothèse (pyroclastites densément soudées), tels que la présence de *glass shards* (Mey 15-26C) et/ou de fiammes (Mey 15-60B) (fig.16). Ces deux éléments sont typiques des pyroclastites soudées (Freundt *et al.*, 2000). Les *glass shards* sont des fragments de verre de moins de 2 mm se formant lorsque le magma se fragmente, lors d'une éruption explosive. Ces éléments sont constitutifs des ponces. Dans les pyroclastites soudées, le plus généralement, ils abordent une forme en Y, et parfois une forme cuspidée. Lorsque les ponces de dépôts pyroclastiques se soudent, la forme initiale des *glass shards* s'efface au profit d'une forme allongée et déformée par la contrainte liée à l'écoulement. Les fiammes, quant à elles, résultent de la fusion de fragments de ponces en une masse lenticulaire vitreuse. Cette masse peut être déformée durant l'écoulement du dépôt.

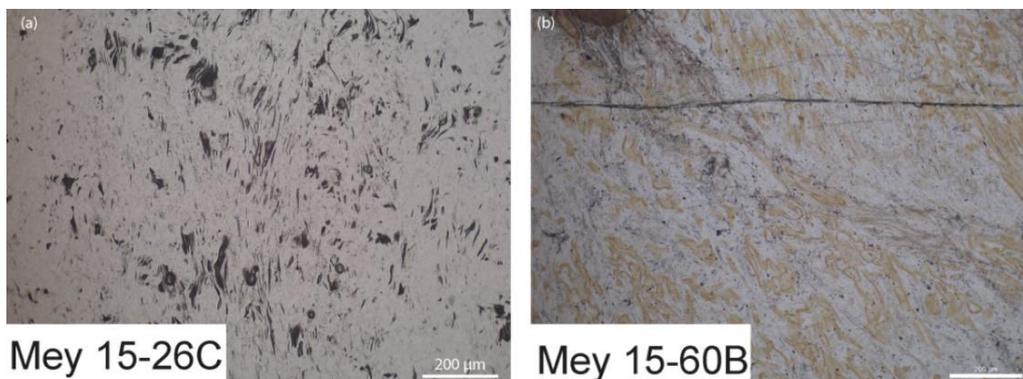


Figure 16 : Glass shards et fiammes dans des lames minces d'obsidienne (grossissement $\times 4$; G $\times 40$)

4. Signature chimique des obsidiennes du Meydan

4.1. Analyses élémentaires et nature des obsidiennes

Les obsidiennes du Meydan ont toutes une composition rhyolitique ($\text{SiO}_2 > 74,5 \%$), comme l'illustre le diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 (Winchester & Floyd, 1977) (fig.17) et appartiennent au domaine calco-alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 9,8 \%$).

Les compositions chimiques des échantillons d'obsidienne analysés sont très proches, avec néanmoins une légère dispersion concernant le rapport Zr/TiO_2 autour de la valeur 0,25. Huit échantillons d'obsidienne sur les 119 présentent une valeur inférieure à 0,25 pour le rapport Zr/TiO_2 . Les échantillons d'obsidienne des affleurements 3, 5 et 6 se répartissent dans les deux gammes de valeur.

L'écart-type standard calculé pour le zirconium (Zr) et le titane (Ti) est respectivement de 8,14 et 14,89 ppm, soit au regard des valeurs moyennes (environ 246 ppm pour Zr et 461 ppm pour Ti), à un écart-type correspondant à la variabilité chimique au sein d'une formation d'obsidienne.

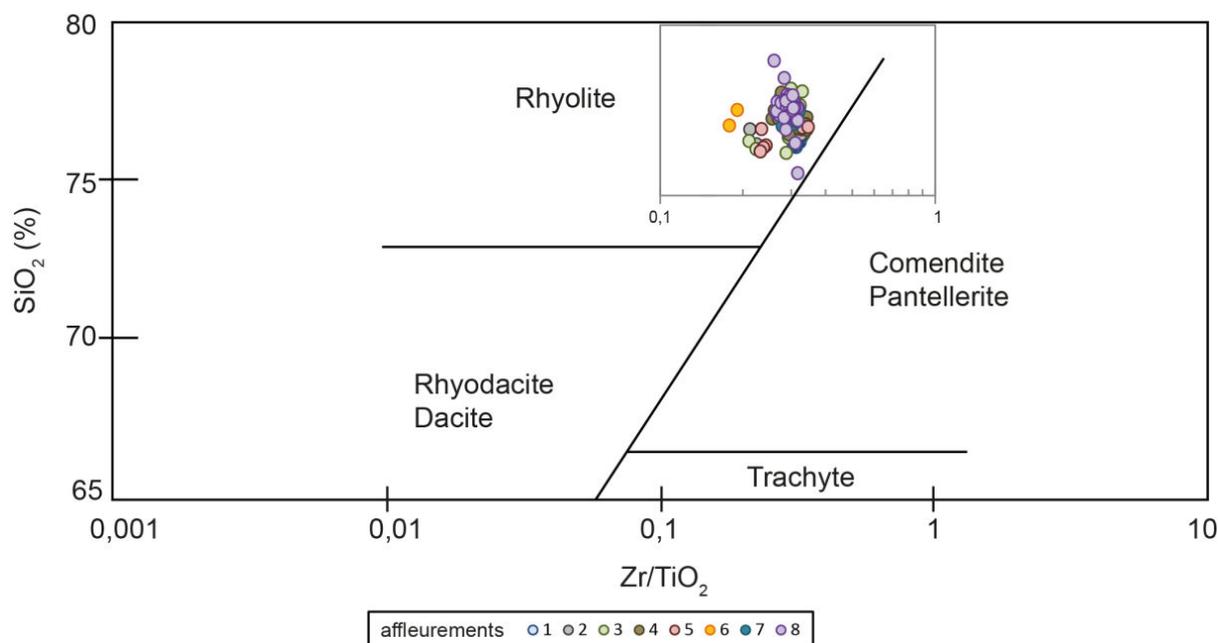


Figure 17 : Diagramme Zr/TiO₂ vs SiO₂ d'après Winchester & Floyd (1977) présentant la répartition des obsidiennes dans le domaine rhyolitique

4.2. Diagramme normalisé

Le diagramme de normalisation aux chondrites de Masuda-Coryell-Winchester (1962-1963) (fig.18) offre un moyen simple d'identifier les roches des grands domaines terrestres (croûte océanique moyenne, croûte continentale supérieure ou moyenne). Les études antérieures ont montré que le magma du Gürgürbaba était d'origine crustale (Arslan, 1994). Le diagramme normalisé présenté en figure 18 est construit avec les moyennes des valeurs de chaque élément pour chaque affleurement dont le tableau 2 indique le nombre d'individus.

affleurement	1	2	3	4	5	6	7	8
Nombre d'échantillons	16	22	14	11	7	2	20	27

Tableau 2 : Nombre d'échantillons par affleurements

Le spidergramme des terres rares, pour les affleurements d'obsidienne du Meydan, normalisé à la croûte (Wedepohl, 1995) présente une décroissance des éléments légers vers les éléments lourds (fig.18). Les droites obtenues dessinent des dents de scie où l'euprium (Eu) est très nettement déficitaire. L'uranium (U) est très nettement excédentaire tout comme le thorium (Th). Ces deux éléments ont tendance à se concentrer dans la croûte continentale ; du fait de l'anomalie positive importante de ces deux éléments, ces résultats suggèrent un magma d'origine crustale. Les obsidiennes du Gürgürbaba proviennent d'un magma d'origine crustale, comme précédemment montré par Arslan (1994).

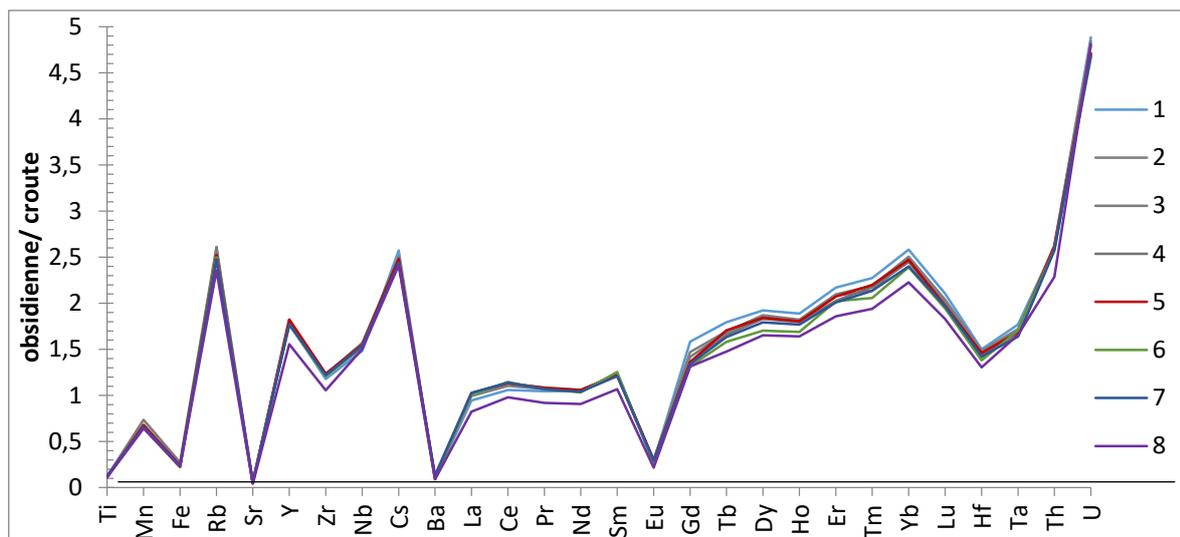


Figure 18: Spidergramme des teneurs moyennes en éléments des affleurements d'obsidiennes du Gürgürbaba d'après Masuda-Coryell-Winchester (1962-1963)

noms	affleurement	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Th	U
min	1	1,421	1,727	1,798	1,748	2,054	2,152	2,444	1,946	1,425	1,691	2,505	4,752
max		1,672	1,851	2,000	1,990	2,297	2,455	2,671	2,246	1,570	1,900	2,800	5,103
moy		1,584	1,795	1,923	1,888	2,170	2,273	2,582	2,104	1,501	1,771	2,611	4,886
ecart-type		0,078	0,038	0,062	0,073	0,072	0,203	0,064	0,104	0,043	0,061	0,082	0,099
min	2	1,216	1,519	1,628	1,646	1,885	1,861	2,203	1,730	1,326	1,503	2,399	4,256
max		1,631	1,801	1,991	1,974	2,226	2,394	2,677	2,240	1,606	1,839	2,791	5,020
moy		1,471	1,695	1,871	1,822	2,097	2,188	2,506	2,038	1,485	1,721	2,616	4,791
ecart-type		0,088	0,088	0,097	0,102	0,096	0,141	0,118	0,136	0,060	0,081	0,098	0,180
min	3	1,197	1,571	1,647	1,658	1,913	1,964	2,259	1,877	1,290	1,516	2,413	4,558
max		1,512	1,889	2,005	2,003	2,250	2,337	2,643	2,229	1,656	1,904	2,839	5,009
moy		1,418	1,688	1,849	1,800	2,082	2,139	2,482	2,011	1,447	1,702	2,626	4,841
ecart-type		0,097	0,094	0,110	0,108	0,124	0,131	0,127	0,106	0,100	0,108	0,119	0,135
min	4	1,271	1,591	1,743	1,717	1,943	2,054	2,302	1,816	1,348	1,625	2,546	4,597
max		1,443	1,723	1,987	1,857	2,142	2,339	2,560	2,094	1,512	1,732	2,661	4,862
moy		1,358	1,660	1,830	1,796	2,026	2,174	2,447	1,976	1,415	1,683	2,606	4,711
ecart-type		0,054	0,044	0,071	0,039	0,069	0,086	0,075	0,089	0,045	0,033	0,042	0,082
min	5	1,312	1,597	1,810	1,733	2,020	2,066	2,388	1,911	1,435	1,633	2,583	4,609
max		1,421	1,824	1,868	1,866	2,123	2,335	2,622	2,064	1,499	1,743	2,652	4,771
moy		1,363	1,707	1,843	1,805	2,073	2,199	2,471	1,970	1,461	1,687	2,617	4,709
ecart-type		0,039	0,075	0,023	0,057	0,045	0,087	0,088	0,061	0,022	0,047	0,030	0,063
min	6	1,313	1,541	1,686	1,643	1,978	2,018	2,311	1,938	1,376	1,694	2,579	4,667
max		1,321	1,622	1,721	1,734	2,066	2,096	2,470	1,949	1,387	1,720	2,582	4,667
moy		1,317	1,582	1,704	1,688	2,022	2,057	2,390	1,944	1,381	1,707	2,581	4,667
ecart-type		0,006	0,057	0,025	0,064	0,062	0,055	0,112	0,008	0,007	0,018	0,002	0,000
min	7	1,196	1,554	1,671	1,619	1,912	1,975	2,255	1,849	1,280	1,530	2,483	4,499
max		1,484	1,760	1,966	1,962	2,208	2,362	2,683	2,133	1,514	1,747	2,696	4,881
moy		1,341	1,634	1,793	1,768	2,010	2,134	2,400	1,966	1,425	1,639	2,573	4,690
ecart-type		0,096	0,054	0,080	0,081	0,076	0,117	0,103	0,071	0,060	0,060	0,061	0,110
min	8	1,014	1,080	1,231	1,201	1,373	1,422	1,621	1,362	0,965	1,299	1,694	4,551
max		1,644	1,813	2,065	2,132	2,261	2,534	2,968	2,243	1,704	2,077	2,832	5,133
moy		1,314	1,476	1,653	1,641	1,858	1,939	2,226	1,828	1,306	1,660	2,285	4,813
ecart-type		0,143	0,168	0,184	0,201	0,205	0,236	0,273	0,203	0,155	0,148	0,248	0,128

Tableau 3 : Minimum; maximum, moyenne et écart-type standard pour les éléments montrant la plus grande variation

Le spidergramme des minima et maxima montre une relative homogénéité des différents affleurements d'obsidienne. L'écart type entre chaque affleurement pour la majorité des éléments chimiques considérés est inférieur à 0,5, montrant une très faible variabilité des éléments lourds sur le Gürgürbaba.

L'affleurement n°8 (Ulupamir) montre la plus grande variabilité interne pour les éléments allant de l'yttrium (Y) au césium (Cs), du lanthane (La) au samarium (Sm) et du gadolinium (Gd) au thorium (Th) avec un écart maximum pour l'ytterbium (Yb). Les affleurements n° 1, 4, 6 et 7 semblent avoir des compositions très homogènes, la variabilité chimique étant très faible entre chacun d'entre eux (fig.19).

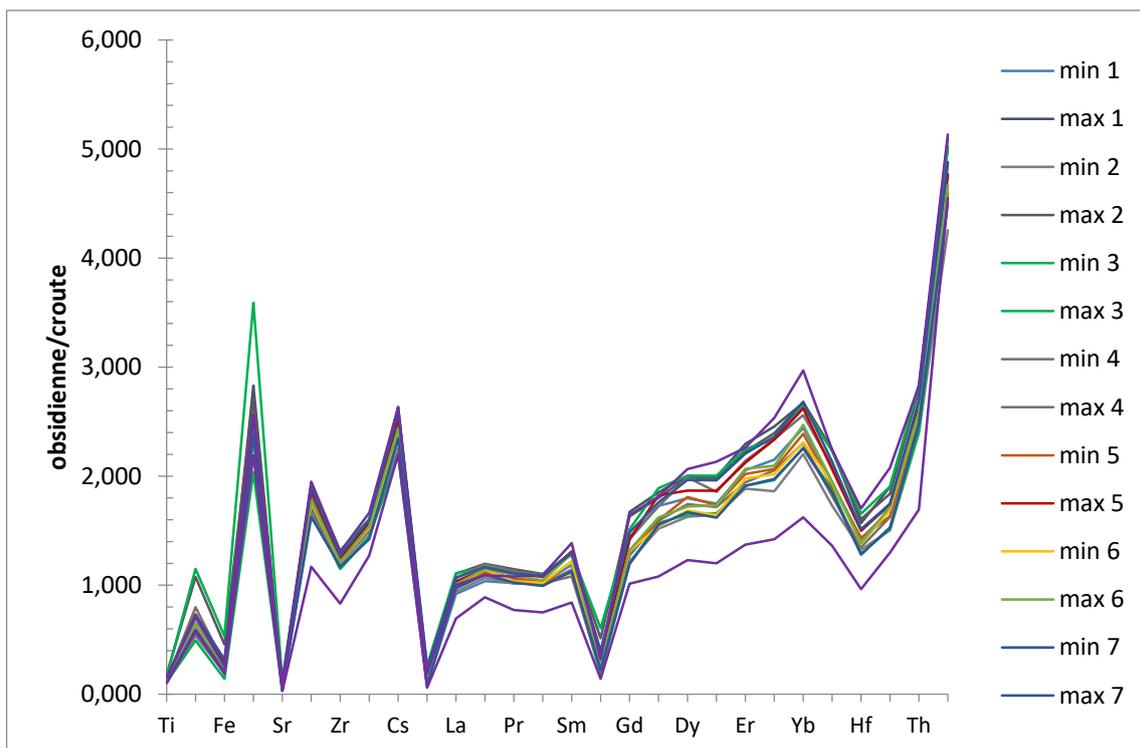


Figure 19: Spidergramme des minimums et des maximums des obsidiennes du Gürgürbaba d'après Wedepohl (1995)

Les valeurs minimum, maximum, moyenne et écart-type standard figurent en annexe 1. Le tableau 3 présente les valeurs pour les éléments montrant la plus grande variation qui couvrent les éléments allant du gadolinium (Gd) à l'uranium (U) du graphique 18.

4.3. Éléments discriminants des obsidiennes du Gürgürbaba

Les spidergrammes révèlent des compositions moyennes similaires pour tous les affleurements d'obsidienne du Gürgürbaba. Ces éléments sont ceux de la série élémentaire allant du gadolinium (Gd) à l'ytterbium (Yb).

Les courbes pour chaque affleurement sont quasiment toutes parallèles entre elles, même si les valeurs absolues pour chaque éléments sont différentes. Cette même tendance suggère que les obsidiennes proviennent d'un même magma, elles sont dites co-magmatiques. Ces compositions proches supposent une mise en place durant un temps géologiquement court, ou des conditions magmatique stables.

La variabilité interne des affleurements 7 et 8 qui correspondent à la coulée d'Ulupamir recouvre la variabilité chimique de l'ensemble des affleurements d'obsidienne sur le Gürgürbaba. Cette largeur de spectre suggère que la coulée d'Ulupamir pourrait correspondre soit à la superposition de deux unités d'obsidienne soit à l'incorporation de matériaux antérieurs lors de la mise en place. L'incorporation de matériaux antérieurs peut se produire lors du passage d'un courant pyroclastique dense. La variabilité chimique des obsidiennes provenant de la coulée d'Ulupamir correspond à la variabilité chimique de l'ensemble des affleurements dans le Gürgürbaba. Ce résultat suggère que la coulée d'Ulupamir aurait,

lors de sa mise en place, incorporé un matériau volcanique plus ancien (retombée, coulée ponceuse, autres coulées antérieures, pyroclastites soudées).

5. Datation absolue par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Trois échantillons d'obsidienne ont été datés par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, par S Nomade et A Peirra au LSCE (Saclay). Il s'agit des échantillons Mey 14-03, Mey 15-34 et Mey 15-56. Ces échantillons proviennent respectivement des affleurements n°1 (secteur A, flanc ouest), n°7 (secteur D, front de carrière d'Ulupamir) et n°5 (secteur C, flanc nord). L'échantillon Mey 14-03 s'est révélé non radiogénique, et n'a donc pas pu être daté. Les deux autres échantillons d'obsidienne Mey 15-34A et Mey 15-56 présentent deux âges différents respectivement 420 ± 24 ka et 743 ± 25 ka (fig.25). Mey 15-34 présente un âge plateau à 419,6 ka et Mey 15-56 à 742,6 ka. L'âge donné pour l'échantillon Mey 15-56 correspond à 70% du plateau (fig.20), ce qui est suffisant car il est nécessaire d'avoir au moins 50 % de gaz dans le plateau pour que l'âge soit considéré valide (S. Nomade, com. Perso.).

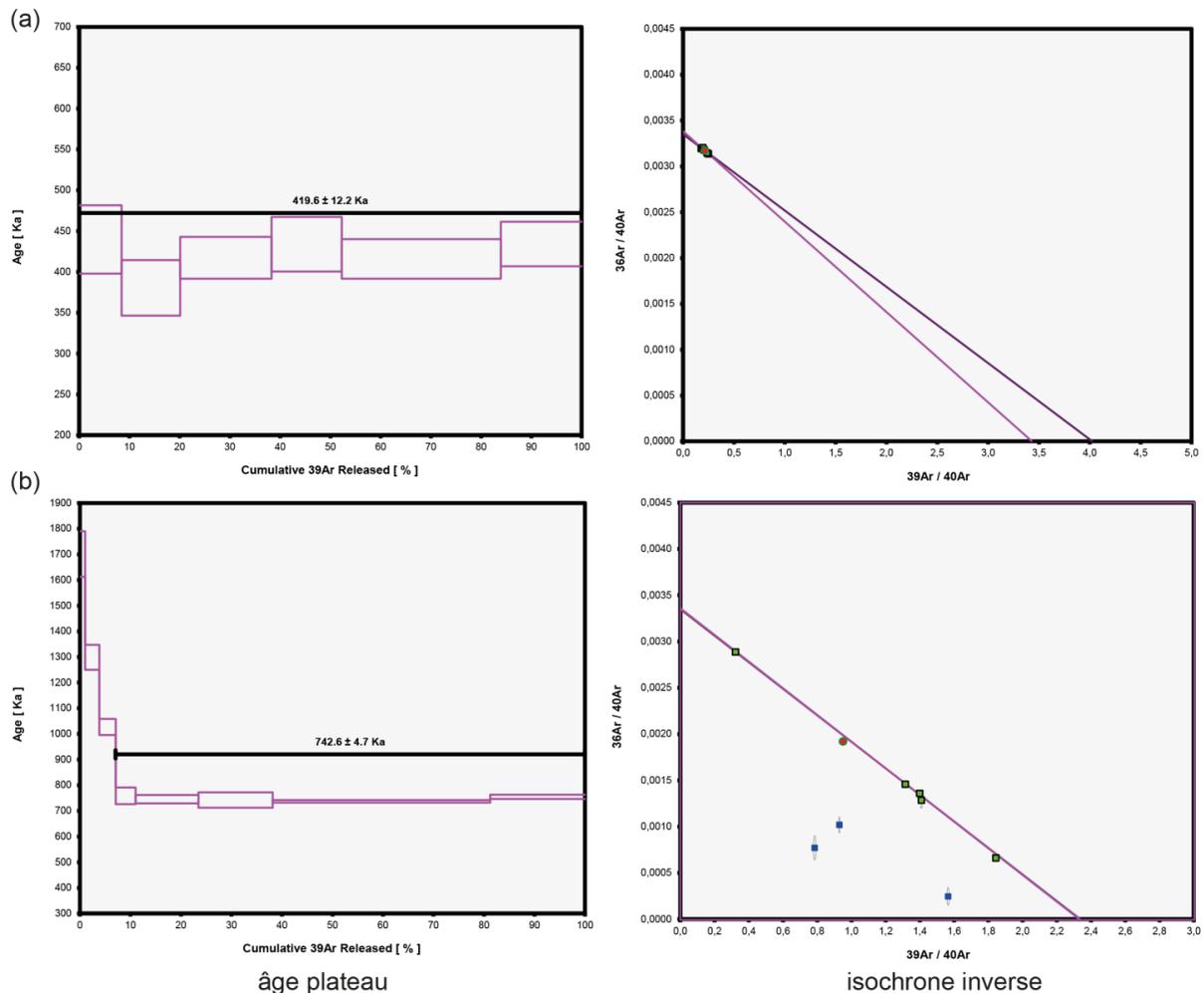


Figure 20: Age plateau et isochrone inverse pour les échantillons (a) Mey 15-34A et (b) Mey 15-56

Le pas de temps qui sépare la mise en place des deux obsidiennes de composition chimique similaire n'est pas choquant dans la mesure où l'on considère le contexte magmatique stable. Les résultats de la

datation par Ar/Ar sont fiables dans la mesure où les deux âges établis sont supérieurs à 50 % de gaz dans le plateau. En outre, les échantillons ont été prélevés en base des affleurements afin d'éviter toute remise à zéro de leur horloge chronologique. En effet, lorsqu'une coulée recouvre une surface, les dix premiers centimètres de cette surface peuvent être affectés en remobilisant les éléments radiogéniques. Cette chauffe a pour conséquence le rajeunissement apparent des produits recouverts.

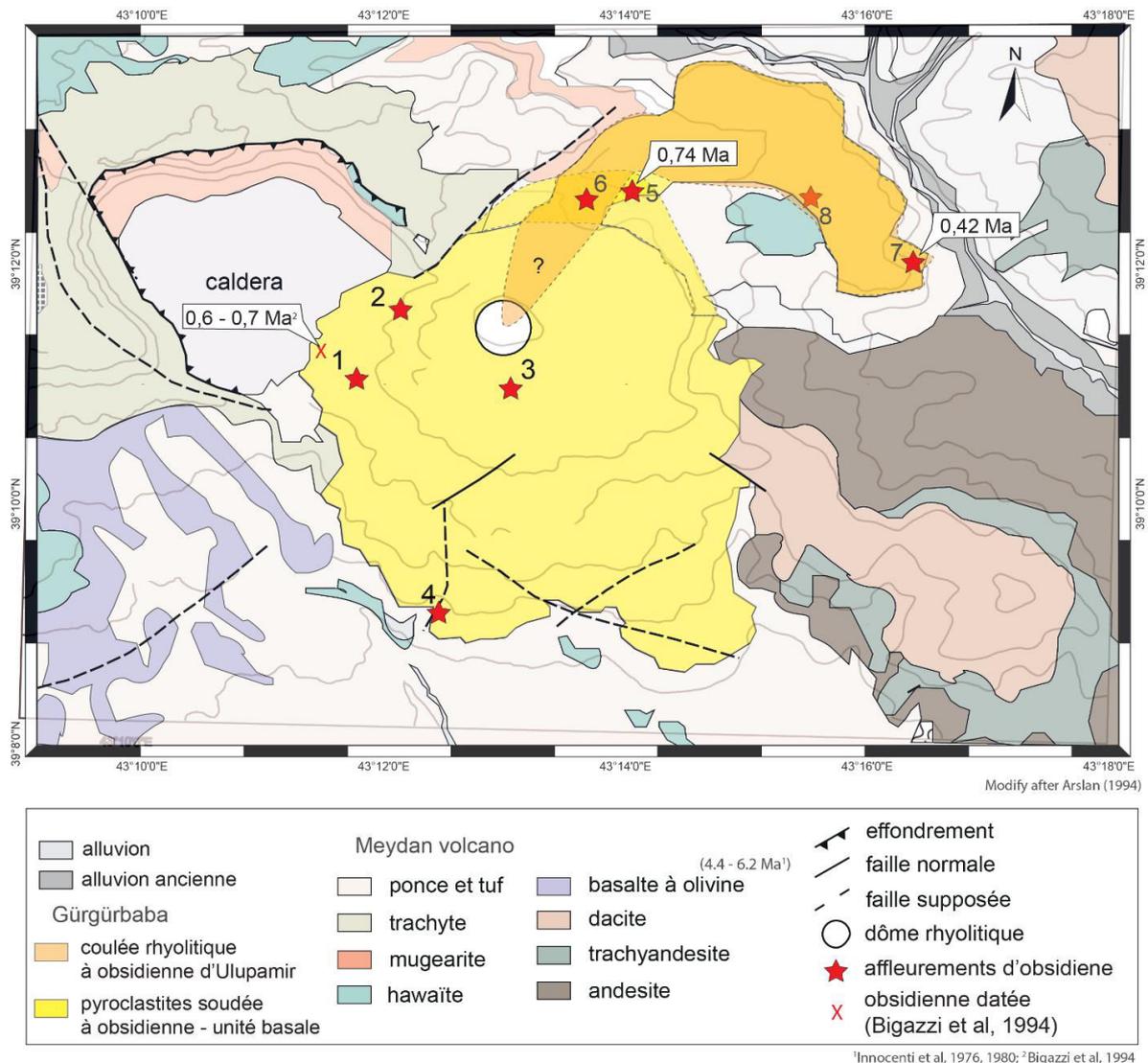


Figure 21: carte de synthèse identifiant les différents affleurements d'obsidienne sur le Gögürbaba associés aux datation par trace de fission (Bigazzi *et al.*, 1994) et par la méthode Ar/Ar (LSCE, Saclay). ? = emprise spatiale supposée de la coulée d'Ulupamir.

Des obsidiennes provenant d'un affleurement situé dans la caldera ont été datés par trace de fission entre 700 et 600 ka (Bigazzi *et al.*, 1976), ce qui est proche, bien que légèrement plus jeune que l'âge estimé (743 ± 25 ka) pour les obsidiennes de l'affleurement 5, situé sur le flanc nord du Gögürbaba. L'âge estimé des obsidiennes de la coulée d'Ulupamir est plus jeune que ceux donnés par l'étude de Bigazzi *et al.*, (1976) sur les obsidiennes provenant de la caldera et que celui des obsidiennes du flanc nord. Au regard des datations, il semble que les obsidiennes du Gögürbaba se soient mises en place durant deux phases (dig.21). La première phase voit se mettre en place les obsidiennes associées aux

pyroclastites soudées formant un dépôt radial autour du dôme. La deuxième phase concerne la mise en place des obsidiennes de la coulée pyroclastique d'Ulupamir. Les datations par Ar/Ar, les indices pétrologiques et chimiques suggèrent une extension spatiale des produits de la phase 1 plus étendue au nord (fig.21) que ce qui avait été proposé par Arslan (1994).

Les datations confirment les observations d'études précédentes, notamment celle d'Arslan (1994), qui a identifié une mise en place de pyroclastites soudées en deux temps. Une première phase que nous datons à environ 743 ka identifié dans l'unité basale et correspondant à la phase 1 de l'étude d'Arslan (1994) et une seconde à environ 420 ka identifié dans la coulée d'Ulupamir, et correspondant à la phase 2 (Arslan, 1994).

Conclusion

Les obsidiennes identifiées comme provenant du Meydan ont été mises en place durant une activité magmatique associée à la mise en place du Gürgürbaba, et précédant l'extrusion du dôme. Les obsidiennes affleurent sur les pentes relativement douces constituées de pyroclastites soudées et formant la base du Gürgürbaba. L'obsidienne se forme dans les zones où les pyroclastites sont le plus densément soudées.

Les textures et les structures observées sur le terrain et en laboratoire témoignent des conditions de température, pression et teneur en éléments volatils contenus dans les produits émis lors de leur mise en place. La soudure des pyroclastites dans le temps et l'espace ont été déterminés par la composition du magma, le champ de contrainte et la température (Ross et Smith, 1961). Pour souder des pyroclastites, la température minimum doit être comprise entre 500 et 650°C (Freundt *et al.*, 2000).

Ainsi les obsidiennes du Meydan sont associées à la formation et à la mise en place du Gürgürbaba. Elles résultent de pyroclastites soudées déposées lors de deux phases explosives précédant l'extrusion du dôme. Une première phase permet la mise en place des obsidiennes dans un dépôt radial autour de l'évent ; la seconde phase permet la mise en place des obsidiennes de la coulée d'Ulupamir. Cette mise en place est postérieure à la formation de la caldera du Meydan. Nous proposons donc de nommer ces obsidiennes associées à la formation du Gürgürbaba « obsidienne du Gürgürbaba ».

Bien que la mise en place des deux formations à obsidienne soit espacée d'environ 300 ka, la chimie des obsidiennes appartenant aux deux phases explosives est la même. Ce résultat interroge sur le lien entre composition chimique et temps d'évolution du magma dans la chambre magmatique et indirectement sur la dynamique du magma au sein du réservoir. Nous suggérons de nouvelles datations afin de confirmer ou d'infirmer une mise en place des obsidiennes lors de deux phases éruptives. Cette datation peut être faite sur les obsidiennes ainsi que sur la rhyolite cristallisée associée à la phase vitreuse, car les obsidiennes associées au Gürgürbaba ne sont pas toujours radiogéniques. En outre, une étude minéralogique sur la phase cristallisée ainsi qu'une analyse en thermochronologie

pourraient être envisagées. Cette dernière méthode permet de reconstituer l'histoire thermique et l'histoire de l'évolution de la roche et ainsi déterminer le temps d'évolution de cette roche. Cependant, en contexte stable, si l'origine du magma et les processus de mise en place sont identiques pour les deux formations à obsidienne alors il n'est pas choquant de penser que 300 ka de différence ne pèsent pas lourd dans la variation des compositions chimiques de ces deux verres (JL. Le Pennec, com. Perso.).

Les obsidiennes du Gürgürbaba présentent toutes un aspect massif, sans phénocrystal ni craquelure, mais elles contiennent presque toutes une forte densité de microlites. Aux échelles macroscopique et microscopique, les obsidiennes présentent des structures liées à la déformation ductile illustrées par des linéations, des fiammes ainsi que des *glass shards*. Au regard de leurs caractéristiques, les obsidiennes sont de bonne qualité pour la confection d'outils, ce que confirme la présence d'un atelier en bordure nord-ouest du dôme (Marro et Özfirat, 2004).

Chapitre 9 - Le complexe volcanique du Nemrut

Introduction

Le volcan Nemrut est l'un des plus étudiés en Anatolie orientale, d'une part pour son activité toujours en cours (fumeroles), et d'autre part pour ses différents affleurements d'obsidienne. Des études archéologiques récentes (Frahm, 2012 ; Campbell *et al*, 2013 ; Darabi et Glascock, 2013 ; Carter *et al*, 2013 ; Orange *et al*, 2013 ; Khalidi *et al*, 2014), ont attribué au Nemrut des artefacts en obsidienne, retrouvés sur les sites du Proche-Orient (Iran, Iraq, Syrie, Liban). Cette attribution repose sur la comparaison des compositions chimiques entre d'une part les artefacts archéologiques et d'autre part les échantillons géologiques. Il semble donc que le Nemrut fut une source privilégiée d'exploitation de l'obsidienne de l'Épipaléolithique (Tardiglaciaire) à l'Âge du Bronze (mi-Holocène). Or les recherches menées depuis 10 ans sur et à proximité du Nemrut indiquent que les affleurements d'obsidienne, aujourd'hui observables, sont de piètre qualité pour une utilisation archéologique (Frahm, 2012). En effet, les obsidienne mentionnées dans la littérature sont dévitrifiées et présentent de nombreux phénocristaux et craquelures les rendant impropres à la taille.

Face à ce constat, se posent les questions de l'identification, la localisation et la caractérisation du/ des gisement(s) exploité(s) sur le Nemrut. Ces questions impliquent de s'interroger sur (1) l'accessibilité passée et actuelle de la ressource, (2) l'abondance de son gisement, ainsi que (3) la qualité (présence/ absence des cristaux, craquelure, microlites...) du matériau. Ces trois points permettent une discrimination physique entre les différents affleurements dont les caractéristiques chimiques seraient proches et contraignent éventuellement l'attribution des artefacts archéologiques à un gisement bien identifié.

Ce chapitre consacré au complexe volcanique du Nemrut retrace tout d'abord l'histoire géologique de ce volcan composite. Une deuxième partie est consacrée à la mise en place et à la caractérisation des obsidiennes sur ce volcan ainsi qu'à leur datation. La dernière partie présente les caractéristiques géochimiques des obsidiennes du Nemrut.

1. Géologie du Mont Nemrut et occurrence des obsidiennes : état de l'art

Le complexe du Nemrut se situe à 12 km de la limite nord de la suture Biltis-Zagros. Cette dernière unité géologique correspond à la marge sud de la collision continentale entre les plaques Arabe et Eurasie (Çubukçu *et al*, 2012).

Le Nemrut est un volcan composite d'âge quaternaire qui s'élève à 2948 m d'altitude soit 1300 m au-dessus du lac de Van dont il domine la partie occidentale (fig. 1).

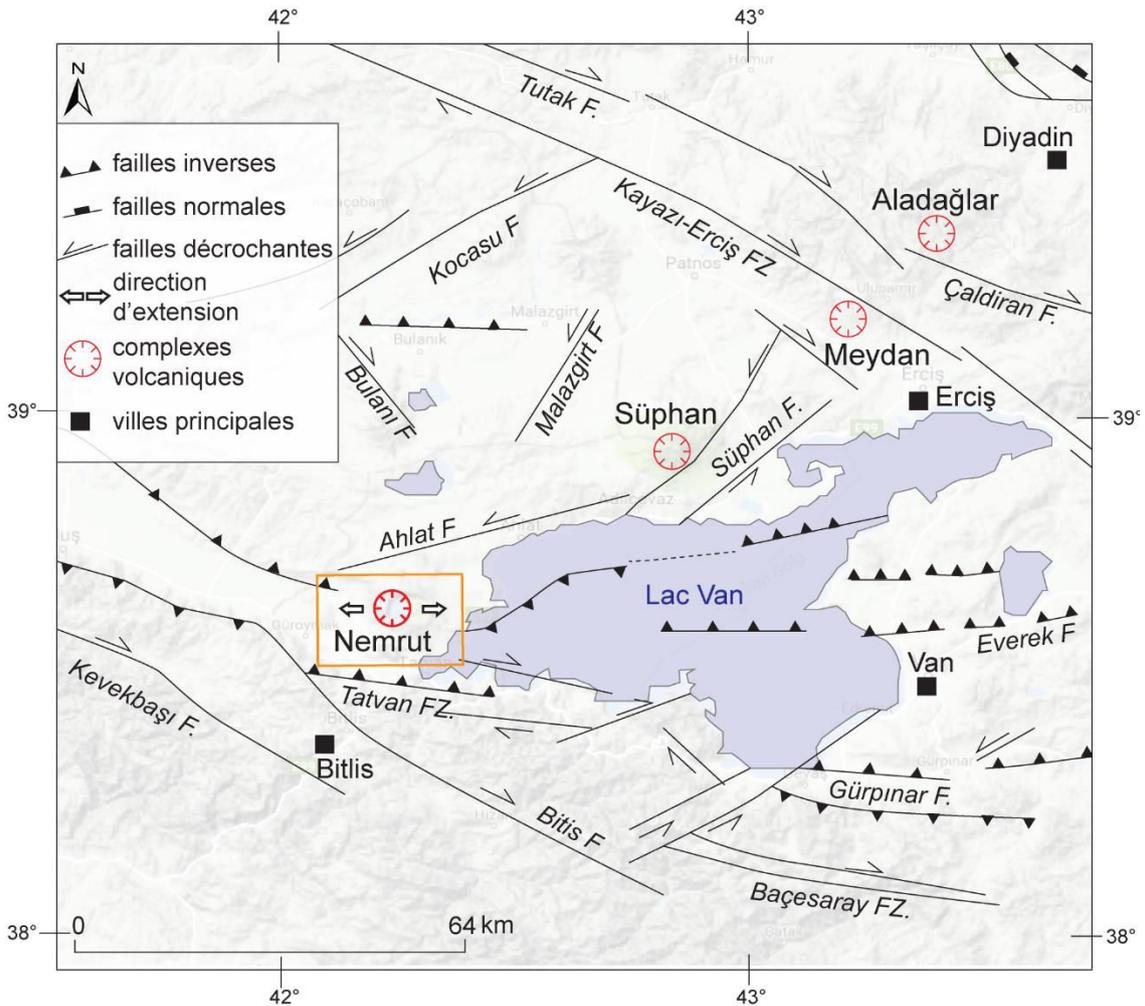


Figure 1 : Carte de localisation du Nemrut dans le contexte géodynamique de la région du lac de Van

Il se caractérise par une caldera sommitale de 8,5 x 7 km de diamètre (fig.2), et dont la formation est estimée à 30 ka ca (Sumita et Schmincke, 2012). La partie ouest de la caldera est occupée par un lac qui couvre une superficie de 12,36 km², avec une profondeur maximale de 155 m (Yılmaz *et al.*, 1998). La partie est loge deux dômes rhyolitiques qui font face au lac.

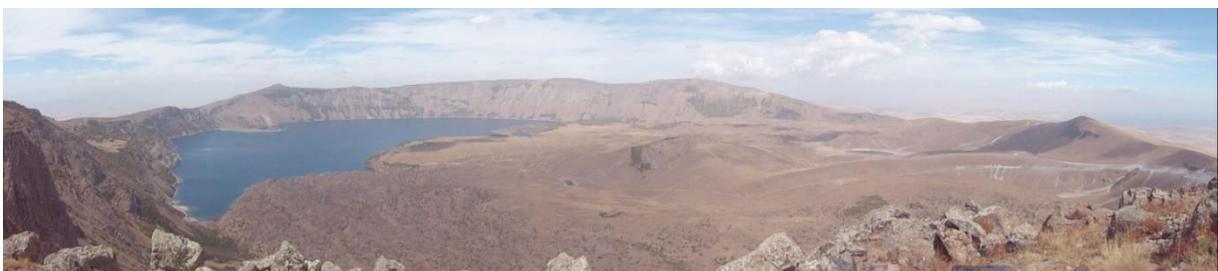


Figure 2 : Vue depuis le flanc sud de la caldera du Nemrut, vers le nord

La partie orientale, de la caldera est remplie de formations postérieures à l'effondrement (coulées et dômes) (Aydar *et al.*, 2003). Des fumarolles sont présentes sur les flancs d'un dôme localisé dans la partie nord de la caldera. Le Nemrut a connu une activité volcanique d'âge historique (1441, 1597 et

1692 AD ; Ulusoy, 2008), localisé le long d'une fissure orientée NNW-SSE qui traverse la caldera, sur le flanc nord des coulées de basalte sont visibles (fig.3).

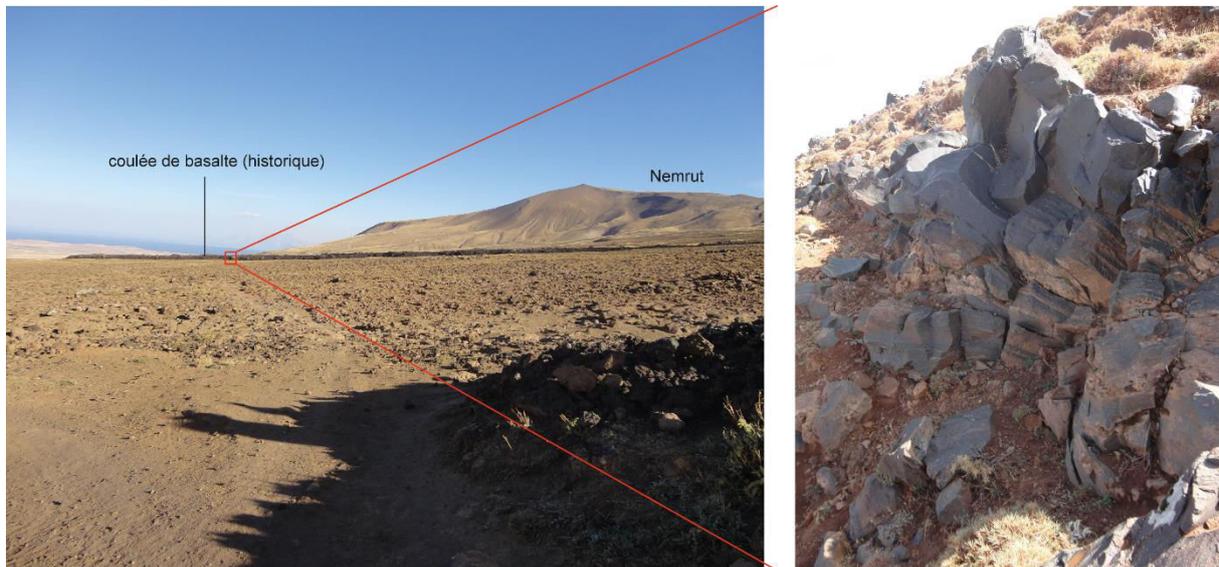


Figure 3 : Coulée de basalte, datée de la période historique, le long d'une fissure orientée NNW-SSE, sur le flanc nord du Nemrut

De nombreuses analyses ont concerné l'évolution volcanologique de cet édifice (Özkeper, 1973 ; Karaoğlu *et al.*, 2005 ; Ulusoy, 2008 ; Ulusoy *et al.*, 2012). La chronologie de la mise en place des produits de retombées pyroclastiques (Mouralis *et al.*, 2010 ; Sumita et Schmincke, 2013, 2014), et l'évolution magmatologique du Nemrut, ont permis la reconstruction de l'activité du volcan en relation avec l'évolution géodynamique de l'Anatolie orientale (Şengör et Yılmaz, 1981; Pearce *et al.*, 1990 ; Notsu *et al.*, 1995 ; Yılmaz *et al.*, 1998 ; Keskin *et al.*, 1998 ; Aydar *et al.*, 2003 ; Şen *et al.*, 2004).

1.1. Origine du magma

D'un point de vue volcanique, la province du Nemrut correspond à une zone d'activité magmatique liée à la collision de la plaque arabe et du bloc anatolien (Keskin, 2003). Les âges radiométriques permettent de situer l'activité initiale du Nemrut aux alentours de 3,9 Ma (Yılmaz *et al.*, 1998 ; Keskin, 2003). Le magma de ce volcan composite présente un caractère peralcalin (Innocent *et al.*, 1976 ; Pearce *et al.*, 1990 ; Keskin, 2003 ; Çubukçu *et al.*, 2012). Selon Şengör et Yılmaz (1981), Keskin (2007) et Şengör *et al.* (2008), l'activité volcanique dans cette région est la conséquence de l'élimination de la lithosphère océanique téthysienne lors de la collision de la plaque arabe (retrait du panneau plongeant vers le sud puis détachement). Sur la base des études sur les éléments traces et les isotopes, Pearce *et al.*, (1990), Notsu *et al.*, (1995), Yılmaz *et al.*, (1998), Keskin *et al.*, (1998), et Şen *et al.*, (2004) suggèrent que la subduction a entraîné des hétérogénéités dans la composition du manteau lithosphérique. Le magma ainsi formé a subi à différents degrés des contaminations crustales (Karaoğlu *et al.*, 2005).

Trois modèles ont été proposés afin d'expliquer la composition chimique des roches formant le Nemrut. Le premier modèle présenté par MacDonald *et al.*, (2015) consiste en une évolution du magma en une seule phase. Le liquide peralcalin se forme par cristallisation fractionnée d'un magma parent de nature basaltique (Barbery *et al.*, 1975 ; Civetta *et al.*, 1998 ; Peccerillo *et al.*, 2003 ; Macdonald *et al.*, 2008a ; White *et al.*, 2009 ; Neave *et al.*, 2012 ; Rooney *et al.*, 2012, in Macdonald *et al.*, 2015). Le deuxième modèle propose une origine du magma peralcalin en deux étapes. La fusion partielle d'un basalte donne lieu à des trachytes peralcalins suivi d'une cristallisation fractionnée formant les rhyolites peralcalines (Lowenstern et Mahood, 1991 ; Bohrsen et Reid, 1997 ; Trua *et al.*, 1999 ; Avanzinelli *et al.*, 2004 in Macdonald *et al.*, 2015). Le troisième modèle suggère une formation du liquide peralcalin par la fusion partielle de la croûte continentale. Dans ce modèle le magma basaltique ne contribue pas directement à la formation du liquide peralcalin. En remontant, le magma basaltique chauffe la croûte continentale jusqu'à son point de fusion, formant ainsi des laves peralcalines (Bailey et Macdonald, 1970 ; Macdonald *et al.*, 1987 ; White *et al.*, 2006 in Macdonald *et al.*, 2015). A ces trois modèles, il faut ajouter des processus de mélange et de contamination dans la chambre magmatique. La variation de la composition chimique dans les roches du Nemrut est le résultat de la combinaison de la cristallisation fractionnée, d'un mélange de magma, de la perte d'éléments volatils, et possiblement, d'une perte mineure d'éléments alcalins durant des phases d'hydratation du verre (Macdonald *et al.*, 2015).

Les obsidiennes du Nemrut sont associées au comendites et aux pantellerites. Il est donc intéressant de comprendre comment se sont formés ces deux types de laves. L'analyse des assemblages minéralogiques menée sur les pantellerites et les comendites du Nemrut, par Peretyazhko *et al.* (2015) suggère un modèle où la cristallisation fractionnée explique le passage des trachytes comenditiques aux comendites et pantellerites. Le magma parent serait dans ce cas un magma de type trachyte comenditique.

L'analyse minéralogique sur ces laves a permis à Peretyazhko *et al.* (2015) d'estimer la température à laquelle le magma s'est formé. Les auteurs estiment cette température à environ 750°C sous une pression comprise entre 1 et 4 kbar (donnée fournie par la littérature) et dont la teneur en H₂O serait comprise entre 1-3 wt %. Les études de géothermométrie menées sur des oxydes et les clinopyroxènes par Macdonald *et al.*, (2015) indiquent une évolution d'un magma intermédiaire à une température comprise entre 1100 et 750°C.

1.2. Formation du stratovolcan Nemrut

Les phases d'édification du Nemrut ainsi que la succession des périodes d'activité ont été le sujet de nombreuses publications (Özkeper, 1973 ; Şengör et Yılmaz, 1981 ; Pearce *et al.*, 1990 ; Notsu *et al.*, 1995 ; Yılmaz *et al.*, 1998 ; Keskin *et al.*, 1998 ; Aydar *et al.*, 2003 ; Şen *et al.*, 2004 ; Karaoğlu *et al.*, 2005 ; Ulusoy *et al.*, 2012 ; Çubukçu *et al.*, 2012). Pour la suite de notre étude, nous nous appuyons

sur la chronologie proposée par Çubukçu *et al.*, (2012) dans laquelle se distinguent deux phases majeures. Le début de l'activité est datée à environ 1 Ma (Çubukçu *et al.*, 2012). Le cycle pré-caldera comprend la phase de construction du volcan et de centres périphériques jusqu'à la formation paroxysmale de la caldera sommitale actuelle. Cette phase terminale du cycle s'accompagne d'éruptions ignimbrtiques associées à l'effondrement de calderas. Durant ce premier cycle, le Nemrut a été marqué par des éruptions de style effusif, extrusif puis explosif (Özdemir *et al.*, 2005 ; Karaoğlu *et al.*, 2005). Le cycle post-caldera inclut une activité intra-caldera ainsi qu'une éruption fissurale localisée sur le flanc nord du volcan. La phase tardive correspond aux éruptions historiques incluses dans le cycle post-caldera.

D'après Çubukçu *et al.*, (2012) les unités volcaniques les plus anciennes seraient des trachytes metalumineux datées de 1 Ma. Exposées sur les flancs sud et sud-ouest du volcan, elles y sont recouvertes par des comendites dont l'âge est inférieur à 700 ka (Pearce *et al.*, 1990). La formation du strato-cône principal est estimée à 500 ka par la méthode de datation K/Ar (Çubukçu *et al.*, 2012). Il est principalement formé de trachytes comenditiques, de comendites et de pantellerites.

Les trachytes comenditiques et pantelleritiques sont des laves hypocristallines (11 % de phénocristaux) marquées par des rubanements (Çubukçu *et al.*, 2012). De façon générale, les rhyolites peralcalines du Nemrut présentent un aspect peu porphyrique, et sont parfois décrites comme des obsidiennes aphyriques (Çubukçu *et al.*, 2012). Ces coulées présentent des structures d'écoulement comme des bandes et des micro-foliations. Le cycle pré-caldera a produit peu de laves trachyandésitiques, et de rares coulées basaltiques évoluées (mugéarite) observables sur les escarpements sud et sud-ouest. Ces coulées sont datées en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ par Notsu *et al.* (1995) de 100 à 80 ka.

L'édification du stratovolcan au cours du Pléistocène moyen et supérieur s'accompagne de la mise en place de plusieurs unités d'ignimbrites (tab.1), probablement associées à plusieurs phases d'effondrement de calderas, qui se sont produites durant le cycle pré-caldera. En ce qui concerne la formation de la caldera actuelle Çubukçu *et al.*, (2012) proposent un modèle à deux ignimbrites (« Nemrut » et « Kantaşı »), qu'ils ne datent pas, mais qui sont stratigraphiquement postérieures à 90 ka.

En outre, Mouralis *et al.* (2010) ont montré qu'une unité ignimbrtique antérieure à ca. 117 ka est visible au sud-est de la ville de Tatvan, en position distale à environ 20 km au sud de l'édifice (ignimbrite dite « d'Obuz »). Cette ignimbrite pourrait être associée à la formation d'une caldera antérieure à l'actuelle. Plus récemment, Sumita et Schmincke (2013) ont daté cinq unités ignimbrtiques différentes dont les mises en place respectives s'échelonnent entre 245 et 34 ka (« Muş Ignimbrite » : ca. 245 ka, « Küçükusu Ignimbrite » : ca. 216 ka, « Tatvan Ignimbrite » : ca. 45 ka, « Upper Kınalıkoç Ignimbrite » (KUI) : ca. 40 ka, « Middle Nemrut Depositional Unit » : ca. 34

ka). En suivant les âges donnés par Sumita et Schmincke (2013), la caldera actuelle serait donc la dernière formée, il y a 34 ka.

Nom	Âges	Références
Kantaşı ignimbrite	2sd eruptive phase forming caldera (post 90 ka)	Güner <i>et al.</i> , 1984
Nemrut ignimbrite	1st eruptive phase forming caldera (post 90 ka)	Şaroğlu <i>et al.</i> , 2005
Tuğ et Yasintepe ignimbrite	Older than today's caldera	Ulusoy, 2008
Kotun ignimbrite	Post 117 ka (Ar/Ar)	Mouralis <i>et al.</i> , 2010
Obuz ignimbrite	Post 117 ka (Ar/Ar)	
MDU	34 ka (Ar/Ar)	Sumita & Schmincke, 2013
KUI	40 ka (Ar/Ar)	
Tatvan ignimbrite	45 ka (Ar/Ar)	
Küçüksu ignimbrite	216 ka (Ar/Ar)	
Muş ignimbrite	245 ka (Ar/Ar)	

Tableau 1 : Ignimbrites émises par le Nemrut selon plusieurs auteurs (Mouralis et al, 2010; Çubukçu et al, 2012; Sumita et Schmincke, 2013)

Les produits de l'activité post-caldera sont visibles à l'intérieur de la caldera et sur le flanc nord du volcan, il y résulte l'extrusion de dômes, l'explosion de maars, et la construction d'un cône basaltique sur le flanc nord du volcan. Le dôme nord intra-caldera est formé de comendite et est daté à 30 ka par Matsuda (1988, *in* Notsu *et al.*, 1995) et présente un âge radiométrique de 15 ± 1 ka (Çubukçu *et al.*, 2012). Cette comendite est noire, vitreuse et présente des structures en plan formant des rubanements ainsi que des zones à porosité plus élevée. À certains endroits l'activité hydrothermale a entraîné la dévitrification de la comendite.

Sur le flanc nord du volcan Nemrut, l'activité magmatique se manifeste par une éruption fissurale. Les produits de cette éruption historique (AD 1597) correspondent à des basaltes (Çubukçu *et al.*, 2012). La zone d'activité se concentre le long d'une fissure mesurant 5 km de long et 50 m de large.

1.3. Distribution spatiale des affleurements d'obsidienne du Nemrut

Les obsidiennes du Nemrut ont été mises en place au cours des cycles pré- et post-caldera de l'édification du volcan (Çubukçu *et al.*, 2012). Yılmaz *et al* (1998) ont publié une carte géologique du Nemrut où ils identifient plusieurs affleurements d'obsidienne localisés sur les flancs sud et est du

volcan ainsi qu'au mur sud de la caldera. Une carte des obsidiennes du Nemrut a été publiée en 2012 par Frahm, à partir de relevés de terrain non publiés et réalisés par T. Ercan et G. Rapp, accompagnés d'échantillons des différents affleurements. Cette carte publiée (Frahm, 2012) distingue onze affleurements situés sur les flancs sud et est du volcan, sur le mur nord de la caldera ainsi qu'à l'intérieur même de l'effondrement (fig.4). Comme l'indique l'auteur, toutes ces obsidiennes présentent un faciès riche en phénocristaux de feldspaths donnant un aspect tacheté à l'obsidienne, et la rendant impropre à la confection d'outils.

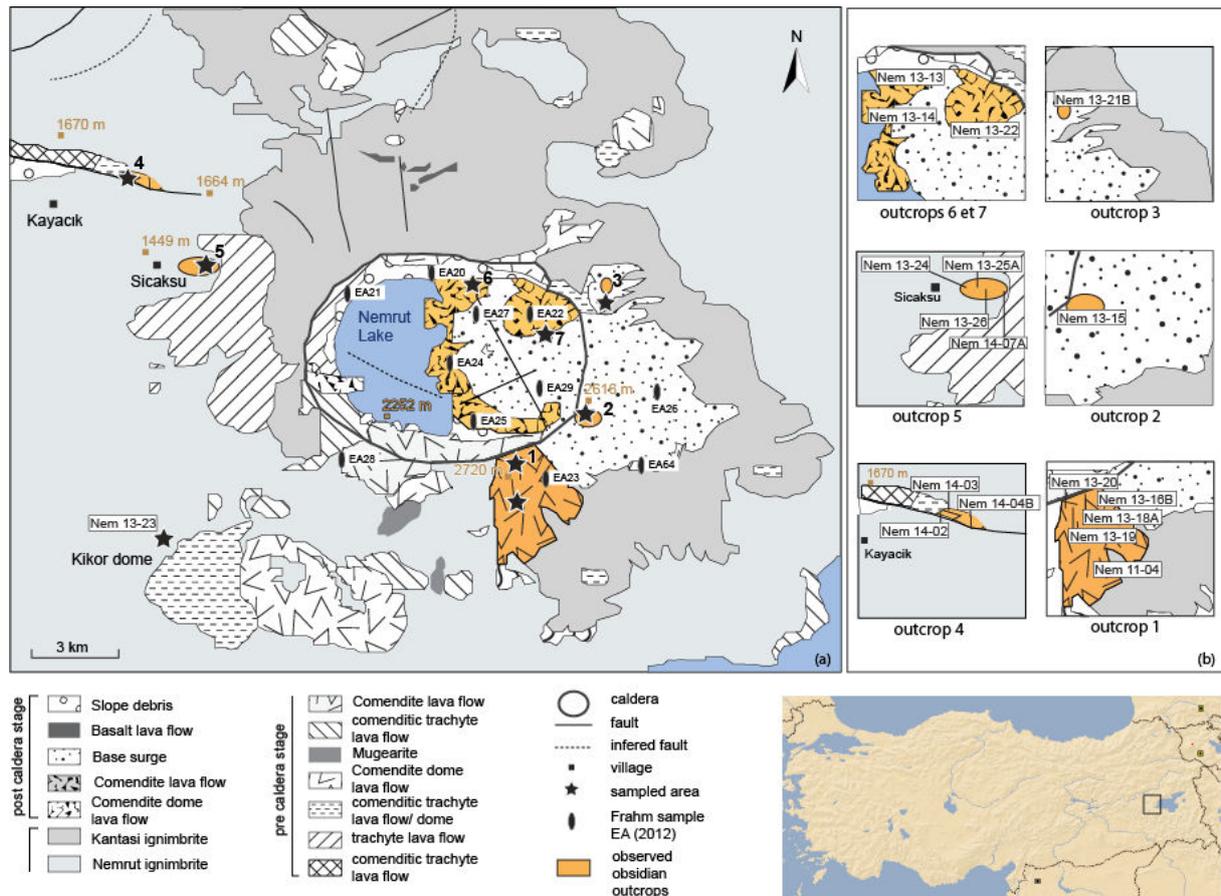
Karaoğlu *et al.*, (2005), Özdemir *et al.*, (2006) et Çubukçu *et al.*, (2012) divisent le cycle pré-caldera du mont Nemrut en trois phases : (1a) effusive, (1b) extrusive, (1c) explosive. Durant la phase extrusive (1b) plusieurs larges dômes de comendite se mettent en place à la position actuelle du mont Nemrut (Çubukçu *et al.*, 2012). Toutes les obsidiennes associées à ce cycle pré-caldera se forment lors de cette phase extrusive (1b). Elles prennent la forme de coulées ou de dykes, en relation avec l'évolution magmatique des dômes. À une échelle plus fine - celle des affleurements- ces obsidiennes sont riches en phénocristaux et craquelures, et leur couleur varie du noir au vert. Dans les coulées, l'obsidienne est disposée en fines bandes (< 10 cm) et en alternance avec de la comendite cristallisée. Localement, les bandes d'obsidienne peuvent être plus massives (>10 cm). Selon Yılmaz *et al.* (1998), la phase 1b se caractérise par l'extrusion de trois formations à obsidienne 1b-1, 1b-2, 1b-3 ayant respectivement pour volume et superficie 0,08 km³ et 1,6 km², 0,12 km³ et 4,2 km², 0,01 km³ et 0,5 km² (fig.2).

D'après les travaux de Karaoğlu *et al.*, (2005), Özdemir *et al.*, (2006) et Çubukçu *et al.*, (2012), le cycle post-caldera est caractérisé par quatre phases éruptives intra-caldera présentant : (2a) des coulées de rhyolite vitrophyrique, (2b) une activité pyroclastique, (2c) des coulées de rhyolite vitrophyrique tardive, puis (2d) des dykes. Une partie des coulées de rhyolite vitrophyrique présente un faciès complètement vitreux souvent décrit comme proche des obsidiennes. Ces écoulements représentent un volume de 0,19 km³ s'étendant sur une surface de 3,8 km² (Yılmaz *et al.*, 1998). L'activité volcanique post-caldera se localise à l'intérieur de la caldera où se mettent en place des dômes de nature rhyolitique peralcalin et trachyandésitiques (Pearce *et al.*, 1990). Ces dômes intra-caldera recouverts par des dépôts phréatomagmatiques, ont été datés par Matsuda (1988) à 30 ka. Les dépôts pyroclastiques (phase 2b) recouvrant le flanc nord présentent des niveaux à fragments d'obsidienne de petite taille (< 5 cm).

Enfin, durant le stade tardif (dernière phase du cycle post-caldera de Çubukçu *et al.*, 2012), le volcan associe des éruptions de type explosif (dépôts pliniens) et de type effusif (coulées de basalte). Ces produits basaltiques sont visibles sur 5 km le long de la zone nord de la caldera.

2. Affleurements et faciès des obsidiennes du Nemrut

La majorité des affleurements étudiés présentent des obsidiennes dont le faciès est proche, de piètre qualité et donc impropre à la taille. Nos observations de terrain faites durant les missions de 2013 et 2014 complètent les connaissances des affleurements d'obsidienne précédemment publiés, et mettent en évidence la présence de deux nouveaux affleurements situés sur le flanc ouest du volcan (fig.4). Nos recherches permettent de mettre en lumière deux affleurements présentant un faciès homogène et uni sans phénocristaux apparents et favorables à la taille.



Dans la base de données GeObs, les deux nouveaux affleurements sont nommés d'après les plus proches villages, soit Kayacik pour l'affleurement n°4 et Sıcaksu pour l'affleurement n°5. Les autres affleurements ne portent pas de nom et sont identifiés seulement par leur numéro (1 à 3 ; 6 et 7).

2.1. Localisation et description des sept affleurements

2.1.1. Les affleurements de versant

Les coulées de comendites à obsidiennes de l'affleurement 1

L'affleurement 1 correspond à une coulée de comendite situé le long du flanc SSE du Nemrut. Cette coulée présente des niveaux cristallisés et des niveaux vitreux. Ces niveaux vitreux sont de l'obsidienne. La comendite cristallisée et l'obsidienne se présentent sous forme de lits plus ou moins épais et en alternance l'un avec l'autre (fig.5). Cette coulée est identifiée par Çubukçu *et al.*, (2012).

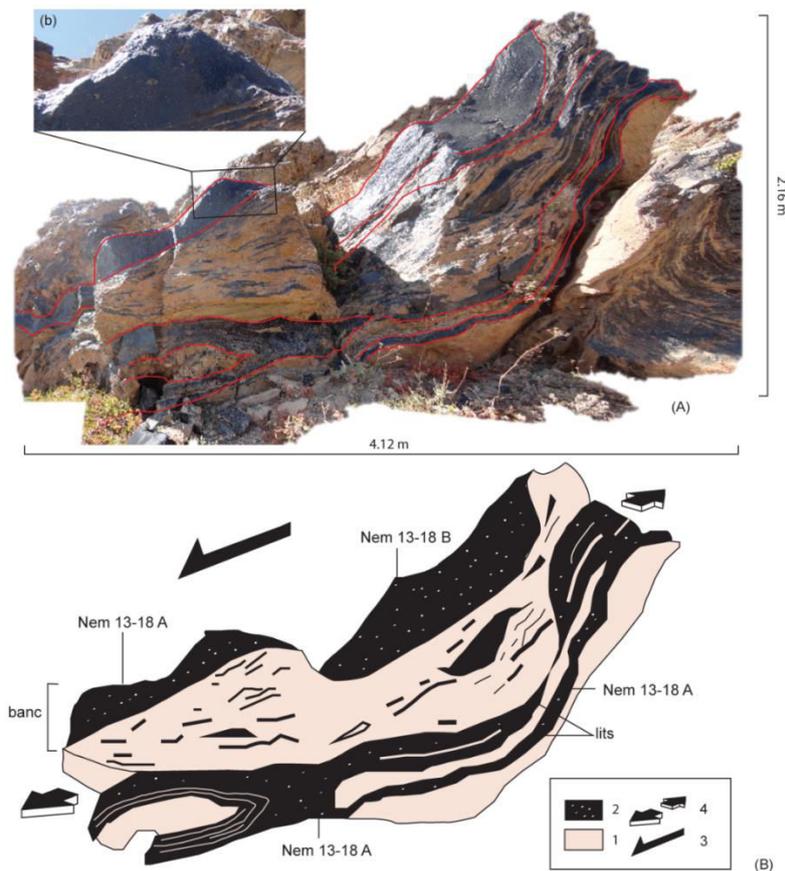


Figure 5 : affleurement d'obsidienne n°1 localisé sur le flanc sud. 1= comendite, 2= obsidienne, 3= sens de l'écoulement, 4= direction d'étirement

Les « lits » fins d'obsidienne (< 10 cm) sont parallèles entre eux et alternent avec des « lits » de comendite d'épaisseur variable. Les bancs d'obsidienne d'épaisseur comprise entre 50 et 70 cm se situent à la base et au toit de l'affleurement. Ces bancs sont séparés par des « lits » fins de comendite pouvant être plissés (base de l'affleurement) ou rectiligne (toit de l'affleurement). Dans cette coulée,

de l'obsidienne affleure aussi sous forme de blocs épars dont le grand axe est compris entre 10 et 15 cm.

Les échantillons Nem 11-04, Nem 13-16A, et B, Nem 13-18A, B, C et D, Nem 13-19, Nem 13-20 et Nem 13-23 ont été prélevés *in situ* dans cette coulée, au cœur de la coulée (Nem 13-18A à D le long d'un profil horizontal) et au sommet pour les échantillons Nem 13-19 et Nem 13-20. La formation a été échantillonnée en dix points afin d'avoir une représentativité de l'obsidienne en terme de faciès et de composition chimique.

Ces obsidiennes présentent toutes le même faciès. De teinte noire avec un éclat mat à la cassure, elles présentent de nombreux phénocristaux, lui donnant un aspect picté. En outre, il est possible de distinguer des bandes plus claires (gris très foncé). Ces bandes sont plus ou moins rectilignes et parallèles entre elles et se retrouvent dans l'épaisseur du verre.

Les obsidiennes de l'affleurement 2

La coupe du flanc est correspond à des dépôts ponceux stratifiés et comprend 9 unités (fig.4). Ces dépôts d'origine phréatomagmatique, sont attribués à plusieurs cratères d'explosion, postérieurs à l'effondrement de la caldera sommitale du volcan et datés de 8 ± 3 ka (Çubukçu *et al.*, 2012).

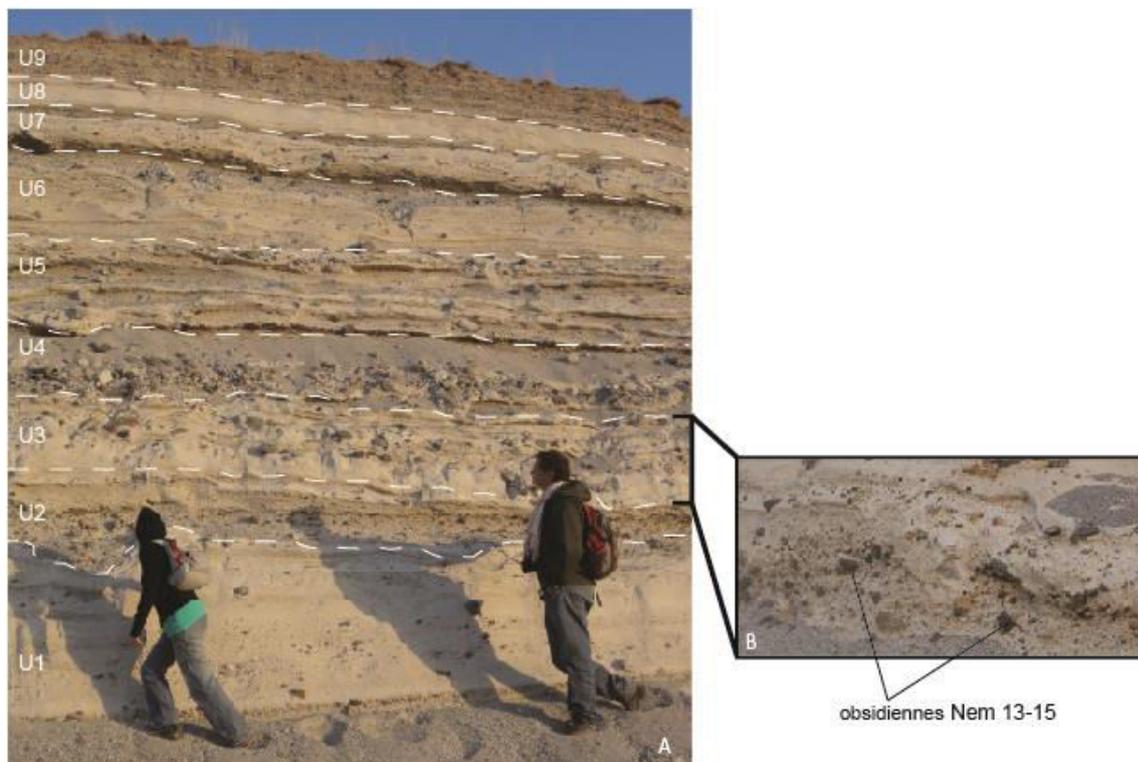


Figure 6 : Affleurement d'obsidienne n°2, localisé sur le flanc est du Nemrut

L'unité inférieure U1, d'environ 1 m d'épaisseur, présente un faciès ponceux de couleur crème. Elle contient des blocs de ponces anguleux d'une taille inférieure à 10 cm répartis de façon éparse. Cette unité ne contient pas d'obsidienne. L'unité U2 de faible épaisseur (environ 50 cm) présente une grande concentration de lapillis et blocs. Les unités U3 et U4 présentent un mauvais tri granulométrique.

L'unité U3, à 2525 m d'altitude, semble être la seule unité à obsidiennes. Ces obsidiennes du flanc est (échantillon Nem 13-15) se présentent sous forme de lapillis (< 2 cm) anguleux associées à des retombées pyroclastiques (fig. 5 encart). Elles mesurent moins de 2 cm et présentent un éclat vitreux ; elles sont de teinte noire et très riches en phénocristaux.

L'unité U4 qui recouvre la précédente, se distingue par sa teinte plus foncée (grise), une présence de fragment de roche, et l'absence de blocs comme de fragments d'obsidienne.

Les unités U5, U6 et U7 présentent une densité plus faible de blocs par rapport aux unités U3 et U4.

L'unité U8 présente un faciès ponceux de couleur crème ne contenant aucun bloc ni lapilli. L'unité semble homogène et mesure environ 30 cm d'épaisseur. Enfin l'unité U9 semble présenter une granulométrie plus grossière que l'unité U8, les dépôts y ont une teinte plus foncée. Elle est constituée de lapillis dont la taille est inférieure à 2 cm.

Les obsidiennes de l'affleurement 3

L'affleurement 3 est localisé sur le flanc nord-est du volcan à 2616 m d'altitude. L'affleurement échantillonné mesure environ 3 m d'épaisseur (fig.7) et semble être recouverte par l'unité décrite comme un dépôt de déferlantes pyroclastiques par Çubukçu *et al.* (2012). Cette obsidienne noire présente un aspect assez granuleux. Lorsque la cassure est fraîche, l'obsidienne a un éclat vitreux avec un reflet vert à brun. L'obsidienne présente des phénocristaux en abondance et s'effrite facilement par endroits.



Figure 7 : Affleurement d'obsidienne n°3 localisé sur le flanc nord-est

L'échantillon Nem 13-21 a été prélevé à la base de l'affleurement (étoile rouge, fig.7).

Les obsidiennes de la coulée de comendite de l’affleurement n°4 dit de Kayacik

Description de la section basale F1

L’affleurement de Kayacik est représenté par deux coupes (fig.8) qui se présentent comme la succession de deux coulées au faciès différents. La coulée basale (F1) et surmontée par une seconde coulée (F2) elle-même recouverte par une ignimbrite de teinte gris-rouge provenant du Nemrut.

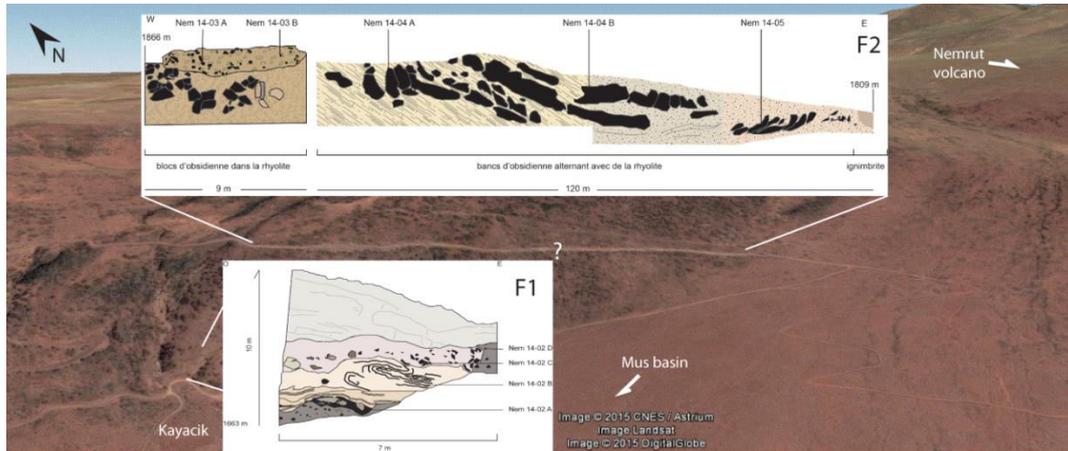


Figure 8 : les sections F1 et F2 de l’affleurement n°4 (Kayacik) reporté sur le fond google earth

L’affleurement basal d’environ 10 m de haut est composé de quatre unités distinctes (fig.9). Du bas vers le haut, on distingue les unités U1, U2, U3 et U4. Cet affleurement présente une alternance de couches d’obsidienne et de comendite plissées qui repose sur un conglomérat de blocs de comendite pris dans une matrice sableuse gris clair (U0).

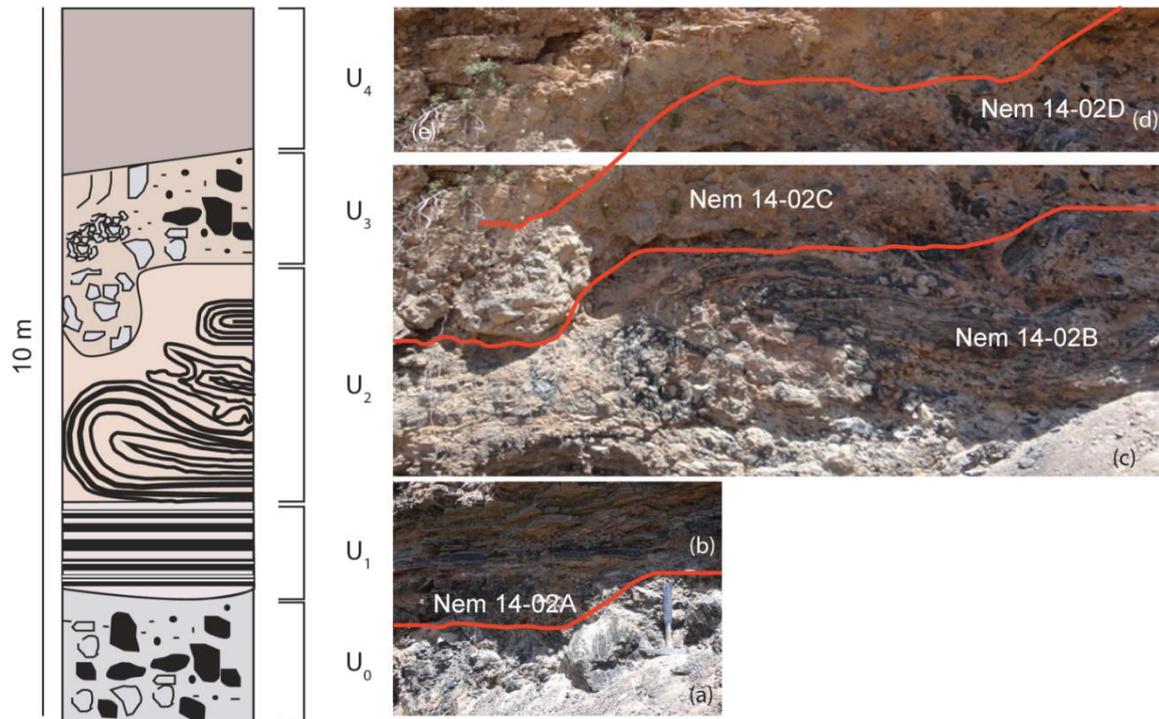


Figure 9 : affleurement n°4 (Kayacik), section basale F1 (a) unité U₀ = brèche, (b) unité U₁= comendite à lits d’obsidienne, (c) unité U₂= comendite à lits d’obsidienne plissés, et unité U₃ = comendite à blocs d’obsidienne (d) unité U₄= comendite sans obsidienne

L'unité U₁ correspond à un banc d'obsidienne de 60 cm d'épaisseur. Le haut de l'unité U₁ se compose de fines couches d'obsidienne fracturée qui s'épaississent en approchant le toit de l'unité.

L'unité U₂ est l'unité la plus épaisse de la coupe. Elle est constituée d'une alternance de lits d'obsidienne et de comendite de faible épaisseur et fortement déformés. La comendite présente une teinte rose pale, et les obsidiennes sont noires avec un éclat vitreux lorsque la cassure est fraîche. Des craquelures de refroidissement parcourent l'obsidienne de façon non organisée.

L'unité U₃ se compose principalement de comendite. Les obsidiennes apparaissent sous forme de blocs anguleux allant de quelques centimètres à 40 cm de grand axe. La comendite de cette unité présente une teinte allant du beige au gris. Elle apparaît, elle aussi, sous forme de blocs anguleux de même taille que les blocs d'obsidiennes. Ces blocs (comendite et obsidienne) sont enveloppés dans une matrice sableuse de teinte rose de nature comenditique. Cette disposition de l'obsidienne et de la comendite laisse à penser que l'unité U₃ est une brèche (fig.9).

Enfin l'unité U₄ correspond au toit de l'affleurement et ne semble pas contenir de niveau à obsidienne, cette unité semble être entièrement composée de comendite.

Description de la seconde coupe F2

La seconde coupe F2 orientée O-E (fig.10) mesure entre 5 et 3 m de haut. Nous avons pu la suivre sur 129 m le long de la route allant vers le nord, au village de Çıtak. Cette coupe latérale est constituée majoritairement de bancs épais d'obsidienne alternant avec de la rhyolite et peut être divisée en trois unités, U₁, U₂ et U₃, d'ouest en est.

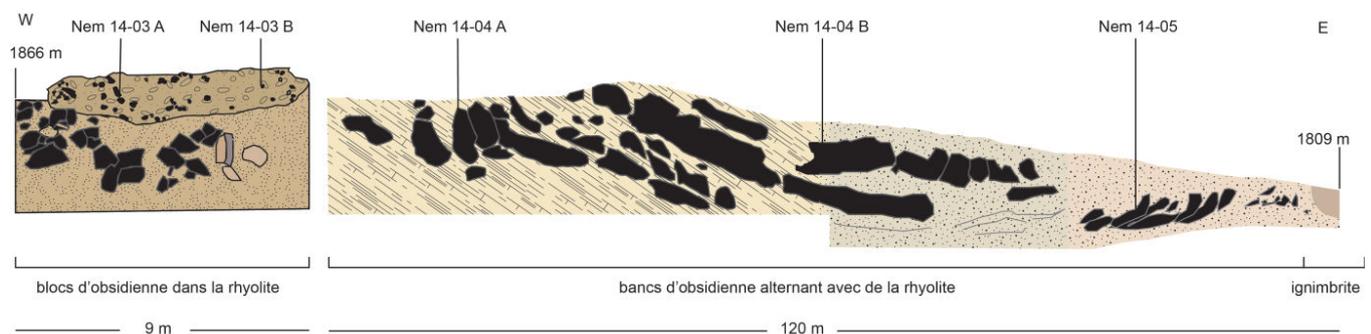


Figure 10 : Affleurement n°4 (Kayacık) section F2

La base de l'unité U₁ se situe à 1866 m d'altitude. Cette unité est constituée de blocs d'obsidienne et de rhyolite.

La base de l'unité U₂ se situe à 1857 m. L'unité U₂ se compose de bancs massifs d'obsidienne de 70 cm à 1m d'épaisseur. Les bancs sont subhorizontaux dans la partie ouest de l'affleurement et tendent à se plisser de façon concave vers la partie est de l'unité.

L'unité U₃ se compose de bancs d'obsidienne plus fins que ceux de l'unité U₂ et sont disposés de façon subhorizontale montrant parfois un léger plissement.

Les obsidiennes composant les trois unités (U1, U2, U3) présentent très peu - voire pas - de phénocristaux et sont parcourues par de nombreuses craquelures. Les obsidiennes de ces trois unités sont identifiées par les échantillons NEM 14-03A et B (unité U1), NEM 14—04A et B (Unité U2) et NEM14-05 (Unité U3) (fig.10).

Les obsidiennes de l’affleurement n°5 Sicaksu

En amont du village de Sicaksu, sur le versant ouest du Nemrut à 1799 m (fig.11a), l’obsidienne affleure en blocs anguleux de différentes tailles allant de 7 cm à la vingtaine de centimètres. Ces blocs d’obsidienne forment un patch (fig.11a) où les éléments les plus importants se situent au centre du patch. A partir du centre et en allant vers les bords de l’affleurement, le diamètre des blocs décroît. L’affleurement d’obsidienne mesure environ 16 m sur 9. La partie supérieure de l’affleurement est encadrée par des bancs de rhyolite d’environ 50 cm d’épaisseur (fig.11b), le patch contient aussi quelques blocs de rhyolite mesurant une dizaine de centimètres.



Figure 11 : (a) affleurement n°5 (Sicaksu) en blocs formant un patch (b), encadré par des bancs de rhyolites (c)

Les obsidiennes constituant ce patch arborent une teinte noire verdâtre et unie, elles sont transparentes, unies avec un éclat vitreux. La cassure est conchoïdale à sub-conchoïdale. Les échantillons d’obsidienne prélevés dans ce patch sont les échantillons Nem13-24 à 26, Nem 14-06A à D.

A ceux-ci s’ajoutent :

- l’échantillon Nem 14-07 prélevé en aval du patch de Sicaksu sur le versant et n’est relié à aucune formation.
- les échantillons Nem 14-11A à D, prélevés dans une formation que nous attribuons à une trachyte dans Çubukçu *et al.*, (2012). Ces échantillons présentent une teinte noire ainsi qu’un éclat vitreux excepté pour l’échantillon Nem 14-11C qui présente un éclat mat.

2.1.2. Les affleurements d’obsidienne localisés à l’intérieur de la caldera

Les obsidiennes du dépôt de versant du mur nord de la caldera (Affleurement 6)

Le bloc d’obsidienne Nem 13-13A à C provient des éboulis (fig.10). Ils correspondent à un bloc anguleux d’une vingtaine de centimètres de longueur, de couleur verte, riche en phénocristaux, avec

un éclat résineux, et présentant des linéations plus sombres. Il s'agit d'un bloc d'obsidienne en situation secondaire, provenant du dépôt de versant fossilisant le mur nord de la caldera.



Figure 12 : Affleurement n°6, dépôt gravitaire en bas de versant (intra caldera)

Les obsidiennes des dômes de comendite situés à l'intérieur de la caldera (affleurement n°7 et n°8)

À l'intérieur de la caldera, nous avons échantillonné trois obsidiennes en place provenant de deux affleurements: un dôme de comendite (Nem 13-22) et un dôme de trachyte dévitrifié (Nem 13-14 A et B). L'échantillon Nem 13-22 provient d'un affleurement de 1,80 m de haut et sur environ 1 m de large (fig. 11a). Il présente un faciès en grains s'effritant relativement facilement. Les échantillons Nem 13-14A et B proviennent de la base du dôme de trachyte dévitrifié.

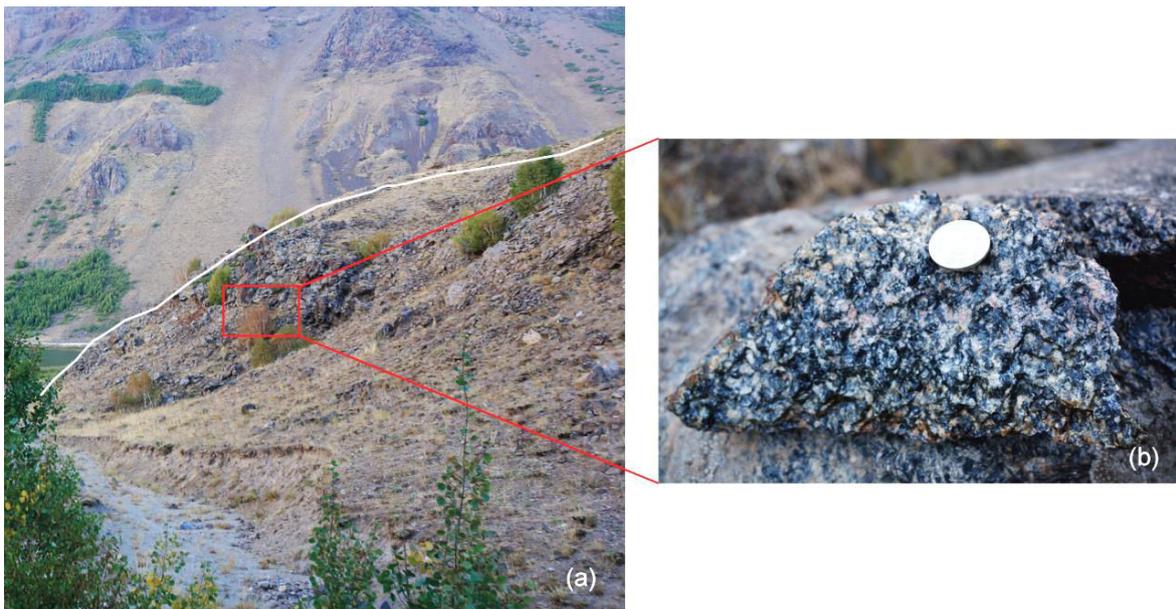


Figure 13 : affleurement n°7 (a) dôme intra caldera, (b) *obsidian-like*

Un affleurement allochtone : l'affleurement de surface dit de Kikor dome

L'affleurement de Kikor dôme, situé au pied du versant nord-ouest du dôme du même nom correspond à un affleurement secondaire allochtone. L'échantillon Nem 13-23 a été prélevé en surface et représente la seule obsidienne observée aux abords de ce dôme. L'obsidienne présente une teinte noire-verte et un éclat vitreux à la cassure. On note également la présence de phénocristaux donnant à cette obsidienne un aspect picté.

3. Faciès macroscopique et microscopique des obsidiennes du Nemrut

3.1. Faciès macroscopique

Les observations de terrain associées à une description systématique de l'apparence des obsidiennes permettent de mettre en lumière trois types de faciès d'obsidienne sur le Nemrut. Le faciès le plus fréquent sur ce volcan est un faciès à phénocristaux abondants (fig.14a). Il se rencontre dans les obsidiennes des affleurements n° 1, 2, 3, 6 et 7 soit sur les flancs sud, est et nord du volcan ainsi que dans les dômes intra-caldera. Concernant les deux autres faciès, il s'agit d'une part d'un faciès avec peu ou pas de phénocristaux mais de nombreuses craquelures (fig.14b) et d'autre part d'un faciès uni et homogène sans phénocristal ni craquelure (fig.14c). Ces deux autres faciès ont été observés respectivement à Kayacık et Sıcaksu. Les trois types de faciès d'obsidienne présentent un éclat vitreux à la cassure fraîche.



Figure 14 : faciès macroscopique des obsidiennes du Nemrut (a) à phénocristaux, (b) craquelé, (c) uni

3.2. Faciès microscopique

Sur les 47 échantillons prélevés, 14 ont fait l'objet d'une étude pétrologique. Chaque affleurement d'obsidienne est représenté par une lame mince pour les obsidiennes provenant de formations clairement identifiables. Quatre lames minces ont été étudiées pour les obsidiennes provenant de l'affleurement n°5 (Sıcaksu) où les blocs d'obsidienne apparaissent déconnectés de toute structure et présentent un faciès unique par rapport aux obsidiennes provenant des sept autres affleurements.

3.2.1. L'abondance et les assemblages minéralogiques

Les caractéristiques de chaque lame ainsi que l'affleurement dont elles sont issues sont données dans le tableau 2. Les lames sont présentées par ordre d'abondance de phénocristaux décroissant au sein de chaque affleurement.

échantillons n°	affleurements	faciès							nature
		teinte	aspect	structures	phénocristaux	microcristaux	microlites		
Nem 13-16 B	1	brune	bandé	rubanement	115	sn, ag, hb	feldspath	-	obs
Nem 13-18 A		gris vert pâle	bandé	rubanement	44	sn, cpx	feldspath	-	obs
Nem 13-19		gris vert pâle	fluide	-	42	sn, cpx	feldspath	aciculaire - radiale	obs
Nem 13-20		gris pâle	bandé	rubanement	53	sn, cpx	feldspath	prism - aciculaire	obs
Nem 13-15	2	incolore	-	-	130	an, sn, hb	feldspath	-	dt
Nem 13-21 B	3	verte	-	-	107	an, sn	feldspath	prism - globulite	obs
Nem 14-04 B	4	gris	craquelé	craquelure	11	sn	feldspath	prism - aciculaire	obs
Nem 13-24	5	gris	-	-	0	-	feldspath	prismatique	obs
Nem 13- 25 A		gris vert	-	rubanement	0	-	feldspath	prismatique	obs
Nem 13-26		gris	-	align. bulle	0	-	feldspath	prismatique	obs
Nem 14-07 A		gris	craquelé	craquelure	0	-	feldspath	prism - radiale	obs
Nem 13-13 C	6	verte	bandé	fiamme	125	an, sn, pl, ag	feldspath	-	obs
Nem 13-22	7	incolore	bandé fluide	rubanement	153	an, sn, pl, ag	feldspath	prism - aciculaire	dt
Nem 13-23	Kirkor dôme	verte	mat	-	63	an	feldspath	prismatique	dt

Tableau 2 : Faciès microscopique des obsidiennes du Nemrut donné pour un échantillonnage de 14 lames minces (obs= obsidienne, dt = trachyte dévitrifiée). Sn= sanidine, ag= augite, hb= hornblende, cpx= clinopyroxène, an= anorthite, pl = plagioclase.

Les obsidiennes du Nemrut présentent de nombreux phénocristaux (cristaux supérieurs à 200 μm), à l'exception des lames Nem 13-24, Nem 13-25A, Nem 13-26, Nem 14-04B et Nem 14-07A.

L'assemblage de microcristaux (cristaux < 200 μm) est constitué de feldspaths potassiques, dont la grande majorité est regroupée, formant des lignes plus ou moins nettes et donnant à l'obsidienne un aspect rubané.

La matrice vitreuse est parsemée de microlites prismatiques (fig.15-g) regroupés en bandes. La densité de phénocristaux est la plus importante pour la lame Nem 13-22 (fig.15a) (153 phénocristaux dont 44 ayant une taille supérieure à 1000 μm et 1 sphérolite).

L'assemblage minéralogique de cette lame se caractérise par la présence de feldspaths potassiques (sanidine et anorthoclase), de plagioclase et d'augite.

Les obsidiennes de l'affleurement 2

La lame Nem 13-15 (fig.15b), appartenant à l'affleurement n°2 présente une densité de phénocristaux moindre que la lame précédente (130 phénocristaux dont 29 ayant une taille supérieure à 1000 μm). Des craquelures partent des cristaux, dans toutes les directions.

Les minéraux formant l'assemblage de cette lame sont des feldspaths potassiques (sanidine et anorthoclase) et de la hornblende. Les microcristaux sont des feldspaths potassiques. La matrice vitreuse ne présente ni microlite ni bulle.

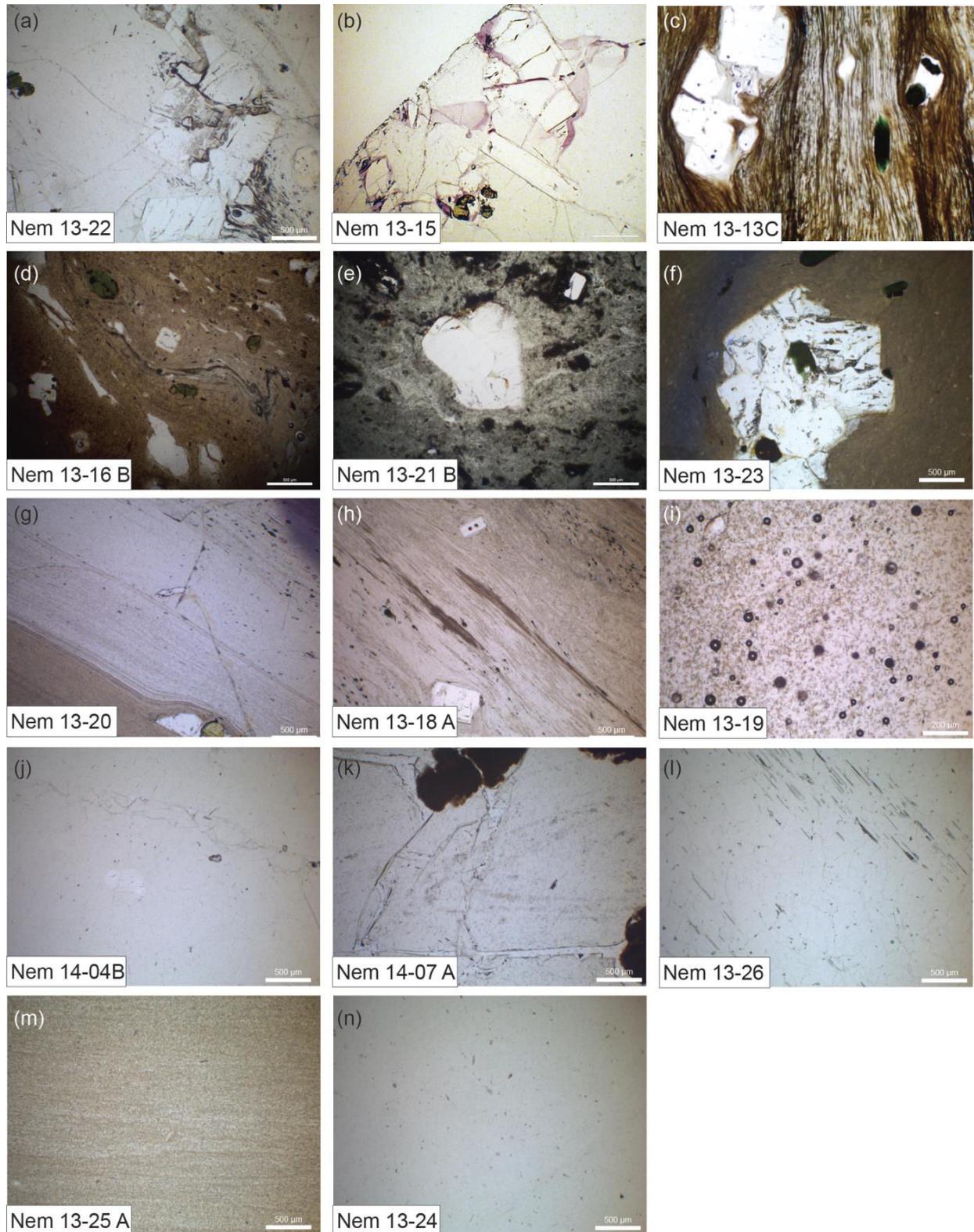


Figure 15 : Diversité des faciès microscopiques des obsidiennes données pour les 14 obsidiennes montées en lame mince

Les obsidiennes de l'affleurement 6

La lame Nem 13-13C (fig.15c) de l'affleurement n° 6 est constituée de 125 phénocristaux (dont 11 de plus de 1000 μm). Les feldspaths potassiques (anorthoclase essentiellement et sanidine secondairement), les plagioclases et les augites forment l'assemblage minéralogique de cette obsidienne. La matrice vitreuse est de couleur verte rendant difficile l'observation de microlites ou de bulles.

Les obsidiennes de l'affleurement 3

La lame Nem 13-21 (fig.15e), provenant de l'affleurement n°3, se constitue de 107 phénocristaux de feldspaths potassiques (anorthoclase, sanidine). La matrice vitreuse contient en abondance des microlites prismatiques ne présentant aucune orientation spécifique en lame mince, et quelques trichites astéroïdales en développement.

La lame Nem 13-23 (fig.15f) est un trachyte dévitrifié affleurant en surface près du dôme de Kirkor au sud du volcan. Elle contient 63 phénocristaux d'une seule famille minéralogique. Ces phénocristaux sont de l'anorthoclase. La matrice essentiellement vitreuse comporte des microcristaux de feldspath ainsi que des microlites prismatiques.

Les obsidiennes de l'affleurement 1

La lame Nem 13-16B (fig.15d), de l'affleurement n°1, contient 115 phénocristaux (dont 15 ayant une taille supérieure à 1000 μm). L'assemblage minéralogique associe feldspaths potassiques (anorthoclase), augites et hornblendes. La matrice vitreuse est assez opaque (brune) et présente des rubanements. La teinte foncée de la lame empêche la distinction nette de microlites et de bulles.

La lame Nem 13-20 (fig.15g), à l'amont de l'affleurement n°1, se distingue par l'alternance de large bandes claires et foncées. Cette lame comporte 53 phénocristaux de feldspaths potassiques essentiellement, et de clinopyroxènes. Cette lame comporte des bulles et des microlites prismatiques.

L'échantillon Nem 13-18A (fig.15h), se situant en position médiane de l'affleurement n° 1, comporte 44 phénocristaux dont la taille est comprise entre 200 et 500 μm . L'assemblage minéralogique se compose de feldspaths potassiques (anorthite) et de clinopyroxènes. Les microcristaux de feldspaths sont regroupés et orientés, formant des bandes. La matrice vitreuse ne présente ni bulle ni microlite.

L'échantillon Nem13-19 (fig.15i), se situant à une dizaine de mètres en aval de l'échantillon précédent, contient l'une des plus faibles quantités de phénocristaux ($n = 42$, de taille comprise entre 200 et 500 μm). L'assemblage minéralogique se compose de feldspaths potassiques (anorthoclase) et

de clinopyroxènes. La matrice vitreuse contient des microcristaux de feldspaths en faible abondance, des bulles et des microlites aciculaires(en forme d'aiguilles), seules et radiales.

Les obsidiennes de l'affleurement 4 dit de Kayacık

La lame Nem 14-04B (fig.13 j), échantillonnée sur l'affleurement n°4, présente un aspect craquelé. Elle contient 11 phénocristaux dont 2 ayant une taille supérieure à 1000 µm. Les microcristaux de feldspaths sont modérément abondants (30-40 % de microcristaux). Les microlites sont très nombreux et sont essentiellement de deux types : prismatique et aciculaires. Des bulles sont aussi observées. On ne distingue aucune structure.

Les obsidiennes de l'affleurement 5 dit de Sıcaksu

La lame Nem 14-07A (fig.15k), provenant de l'affleurement n°5, présente un aspect craquelé. Elle ne présente aucun phénocristal ni de microcristal. En revanche, la matrice vitreuse se compose de nombreux microlites prismatiques et radiales. Cette lame présente de nombreuses taches brunes alignées dans la largeur de la lame.

La lame Nem 13-26 (fig.15l), provenant de l'affleurement n°5 (Sıcaksu) est la lame la plus claire, ne présentant aucun phénocristal ni microcristal. La matrice vitreuse contient en revanche des bulles (peu fréquentes) et des microlites prismatiques (fréquents).

La lame Nem 13-25A (fig.15m) ne présente pas non plus de phénocristaux mais quelques microcristaux de feldspaths proches de 200 µm. En revanche, la matrice vitreuse comporte des microlites prismatiques en abondance. Ces microlites ne présentent aucune orientation préférentielle.

La lame Nem 13-24 (fig.15n) ne contient aucun phénocristal ni microcristal, mais des bulles alignées et étirées selon une même direction, formant des bandes. Ces bandes se situent dans une seule partie de la lame et sont au nombre de trois, espacées entre elles d'environ 0,8 et 1 cm.

3.2.2. Assemblage minéralogique d'un ensemble d'obsidienne donné pour les différents affleurements

Les obsidiennes présentant des phénocristaux ont fait l'objet d'une analyse en microsonde au laboratoire Camparis à Jussieu. Les obsidiennes sélectionnées pour cette analyse sont les échantillons Nem 13-21B (affleurement n°3), Nem 13-15 (affleurement n°2), Nem 13-22 (affleurement n°7), Nem 13-23 (Kirkor dôme), Nem 14-04B (affleurement n°4). Les analyses révèlent la présence de différentes familles de minéraux (fig.16). Les minéraux les plus abondants sont de la famille des feldspaths (fig.16a).

Les obsidiennes prélevées dans des coulées et dôme-coulées ne présentent pas toutes des phénocristaux de différentes familles minéralogiques (feldspaths, pyroxènes, amphiboles). En effet, les obsidiennes Nem 13-21 B (affleurement 3) et Nem 14-04 B (affleurement 4) contiennent uniquement des sanidines.

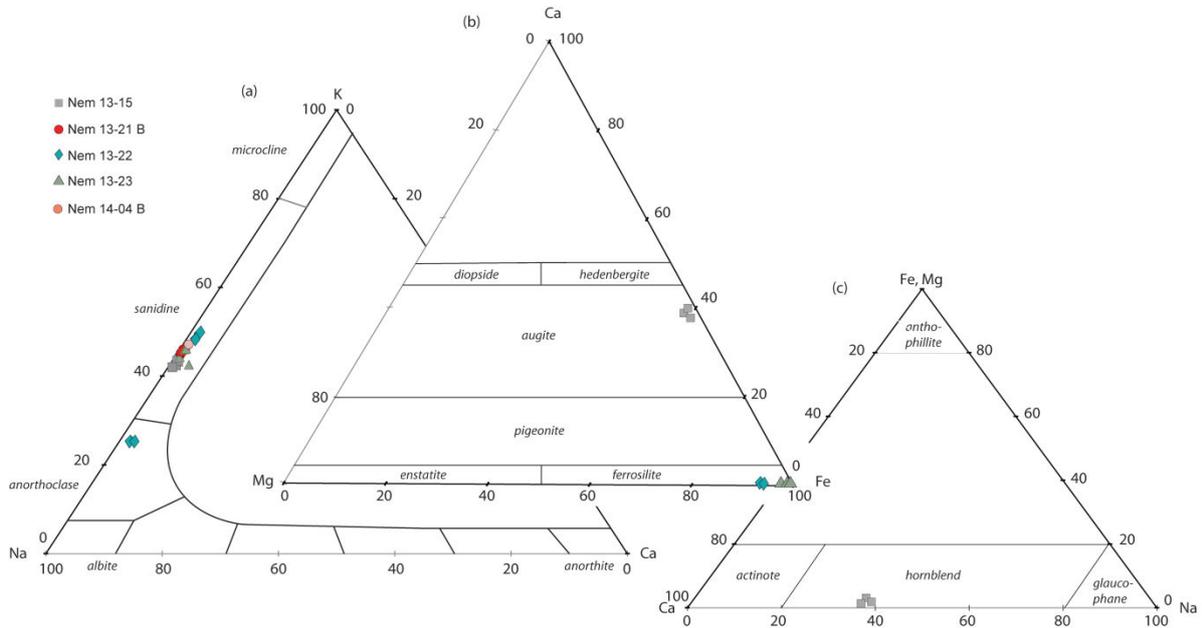


Figure 16 : diagramme ternaire (a) feldspaths, (b) pyroxènes, (c) amphiboles

Les obsidiennes Nem 13-22 (affleurement 7) et Nem 13-23 (affleurement Kikor dome), sont minéralogiquement plus diversifiées puisque la première comporte des sanidines et des anorthoclase, pour le groupe des plagioclases ainsi que des ferrosilites (orthopyroxènes) ; la seconde comporte des sanidines et des ferrosilites. L'obsidienne Nem 13-15 (affleurement 2) comporte trois familles de minéraux : des sanidines (feldspaths, plagioclases), des augites (clinopyroxènes) et des hornblendes (amphiboles).

Résistance du matériau en fonction des microlites de la matrice vitreuse

Les obsidiennes à microlites prismatiques et aciculaires proviennent de l'affleurement n° 4 (Nem 14-04 B) et n° 5 hors patch (14-07 B, Nem 13-22, Nem 13-18 et Nem 13-20). Pour les deux premières lames, les microlites ne présentent pas d'orientation générale et se disposent dans toutes les directions de la lame, donnant au verre un aspect flou (figs.17a et b).

La lame Nem 14-07 A présente des microlites aciculaires regroupés. Leur croissance semble partir d'un point central et irradie dans les trois dimensions de l'espace (fig.17b).

Les microlites des lames Nem 13-22 et Nem 13-20 se concentrent dans des rubanements où ils sont orientés dans un même sens (fig.17c et d). Le rubanement, et par conséquent la concentration des

microlites, sont plus diffus dans la lame Nem 13-22 que dans la lame Nem 13-20 (fig.17d). La lame Nem 13-18 contient trois types de microlites : prismatiques, aciculaires et globulites (fig.17e)

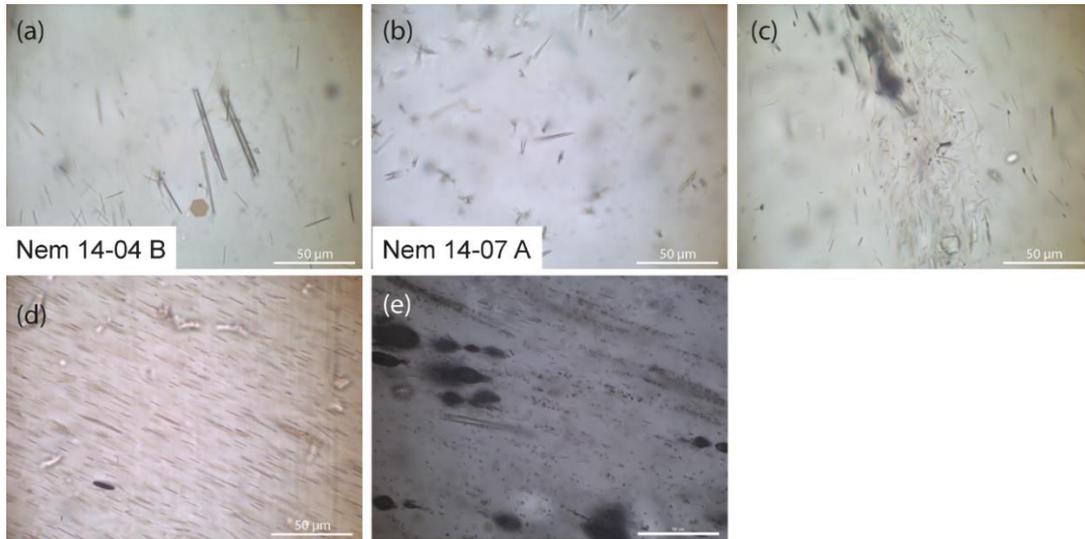


Figure 17 : Les microlites prismatiques et aciculaires (G × 630)

Les obsidiennes Nem 13-26 et Nem 13-24, (affleurement de Sicaksu), contiennent de nombreux microlites prismatiques et en globules (globulites), ainsi que des bulles pour l'échantillon Nem 13-26 (fig.18b).

L'échantillon Nem 13-24 (fig. 18a) contient de nombreux globulites réparties de façon homogène dans toutes les dimensions de la lame, et de rares microlites prismatiques ne présentant aucune orientation spécifique.

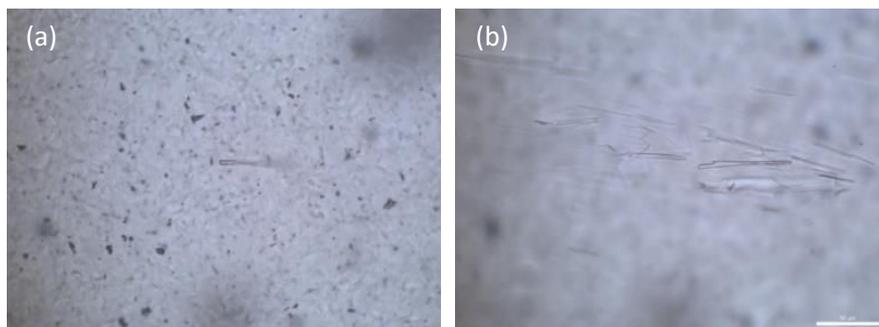


Figure 18 : microlites prismatiques et globulites dans les obsidiennes de l'affleurement de Sicaksu (G × 630)

Les échantillons Nem 13-21B (fig.19 a) et Nem 13-23 (fig.19b) semblent contenir uniquement des microlites prismatiques.

Les microlites prismatiques des lames Nem 13-21 B et Nem 13-23 se répartissent sur toute la lame sans orientation préférentielle.

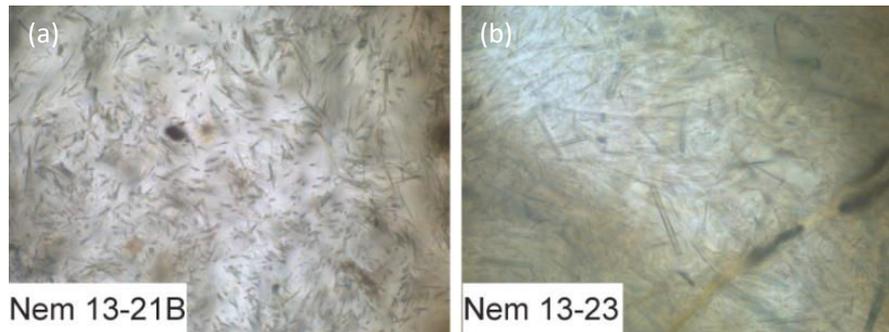


Figure 19 : microlites prismatiques (G × 630)

Enfin, les lames Nem 13-13C, Nem 13-15 et Nem 13-16B présentent une matrice à globulites. Ces globulites sont accompagnés par des microlites aciculaires groupés et radiaire (fig.20a) pour la lame Nem 13-13C. La lames Nem 15-16B contient, en plus des globulites, des margarites (fig.20b).

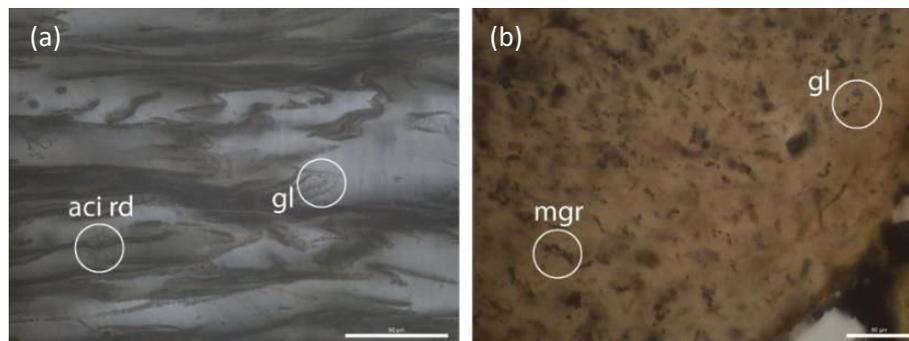


Figure 20 : globulites et margarites (G × 630)

Ces indices permettent potentiellement de remonter aux conditions de mise en place, et donnent une idée de la qualité du matériau vis-à-vis des exigences pour la taille. Les microlites ont pour propriété l'augmentation de la résistance du matériau (Skinner, 1983 ; Castro, 2005). Plus une obsidienne sera riche en microlites plus elle sera résistante. Le type et l'abondance de microlites dépendent des conditions de mise en place et de refroidissement de la lave.

En l'absence de cristaux, bulles et/ ou de craquelures, une obsidienne riche en microlites et pauvre en cristaux et craquelures offrira une cassure conchoïdale. Plus la teneur en phénocristaux est importante plus la cassure tend à être irrégulière avec une perte de la cohésion du matériau pouvant être significative.

3.3. Mode de mise en place des affleurements d'obsidienne

3.3.1. Structures de déformation associées à la mise en place des affleurements

Les obsidiennes des affleurements n° 1 (flanc sud), n° 3 (flanc nord), et n° 4 (flanc ouest Kayacık) apparaissent en bancs ou en couches fines alternant, ou encadrées par de la rhyolite ou de la comendite. Ces formations d'obsidienne présentent le plus souvent des figures de déformation telles que des plis plus ou moins symétriques et /ou des sigmoïdes. Ces figures de déformation témoignent

de contraintes s'effectuant sur la lave lorsque celle-ci s'écoule. L'écoulement du matériau visqueux ($\text{SiO}_2 > 65 \%$) sur les pentes du volcan est soumis à des contraintes de cisaillement entraînant la déformation du corps en mouvement. Plus le fluide est visqueux et plus la déformation est lente. Cette contrainte provoque un étirement de la coulée entraînant la formation de fentes de tension en amont de celle-ci et un bourrelet au front. Les coulées s'épanchent-en suivant la topographie. Les accidents de relief formant des bosses ou des creux peuvent entraîner des perturbations au sein de l'écoulement et provoquer la formation de figures de déformation. Les parties s'écoulant plus rapidement vont présenter des figures d'étirement. Celles ne s'écoulant plus à cause d'un replat ou d'une viscosité trop importante, présenteront des figures plissées sous la pression du reste de la coulée avançant et venant buter ou pousser la partie qui ne s'écoule plus.

Les obsidiennes du Nemrut, prélevées *in situ*, exception faite de celles de l'affleurement de Sicaksu, présentent des caractéristiques liées à de la déformation ductile. Ces obsidiennes semblent donc s'être mises en place lors de coulées de lave rhyolitique. Elles présentent notamment des rubanements plus ou moins épais et/ ou plus ou moins nets. Ces rubanements peuvent être rectilignes ou plissés. La formation de cristaux ante ou syn-rubanement perturbe la disposition des microlites formant le rubanement ; des yeux de déformation sont alors observés autour du cristal (fig.21).

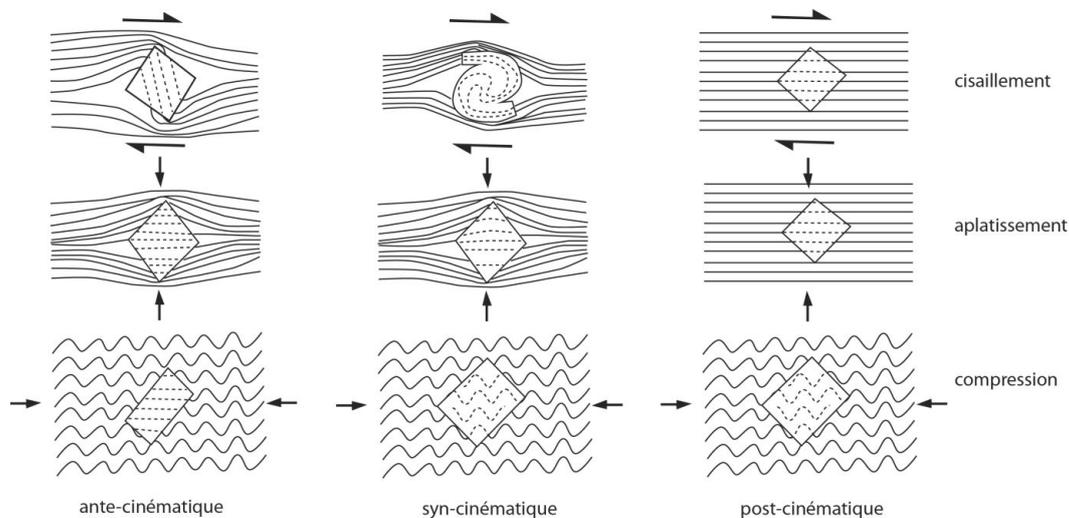


Figure 21 : œil de déformation autour d'un minéral lors de contraintes cisailante, en aplatissement, compressive dans un contexte ante-cinématique, syn-cinématique et post-cinématique (modifié d'après Bjornerud, 1989)

Ainsi les lames Nem 13-13C, Nem 13-16B, Nem 13-18A, Nem 13-19 et Nem 13-20 présentent des yeux de déformation plus ou moins nets attestant de la formation de minéraux avant ou pendant la mise en place et le refroidissement de la lave. Les lames présentées dans la fig.22 proviennent d'obsidiennes en situation primaire, c'est-à-dire prise sur leur affleurement de formation. La lame Nem 13-16B présente des rubanements plissés à proximité des cristaux (fig.22a) qui semblent avoir été peu affectés par la contrainte et avoir subi une légère rotation. La lame Nem 13-18A présente un rubanement rectiligne perturbé par la présence de cristaux (fig.22b) qui, au cours de l'écoulement, ont

supporté une contrainte cisailante les faisant tourner dans la direction d'écoulement. La lame Nem 13-19 présente un rubanement peu marqué entourant un phénocrystal de feldspath (fig. 22c). La lame Nem 13-20 présente un rubanement diffus et un rubanement épais dans lequel se trouve un feldspath scindé en deux au niveau de la macle et dont les deux parties sont décalées l'une par rapport à l'autre (fig. 22d). Deux minéraux (augite) se sont formés postérieurement au feldspath.

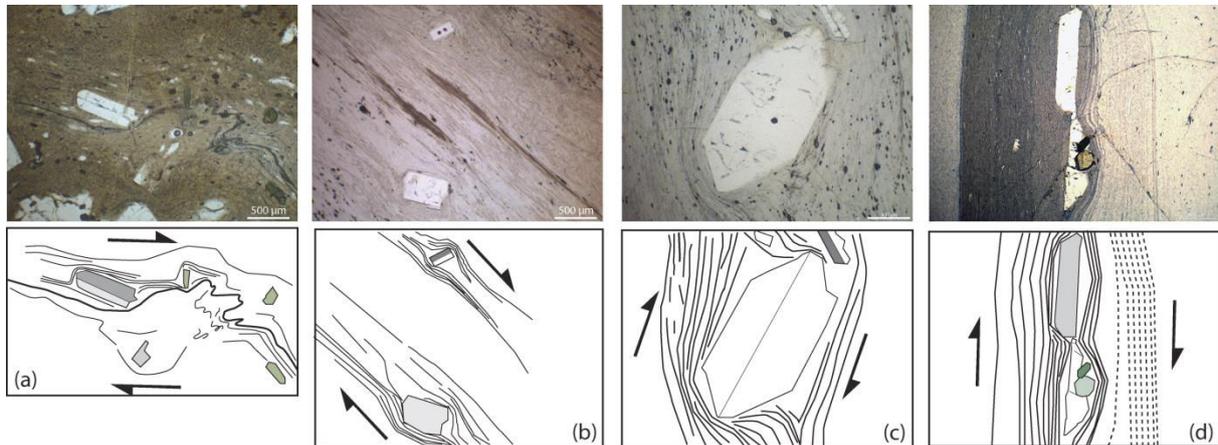


Figure 22 : yeux de déformation pour les lames (a) Nem 13-16B, (b) Nem 13-18A, (c) Nem 13-19 et (d) Nem 13-20

Ces quatre lames provenant de l'affleurement n°1, sont issues d'une coulée. Lors de l'écoulement, les parties basales, sujettes à des forces de frottement plus importantes, se déplacent moins vite que les parties sus-jacentes. Outre la pression lithostatique qui s'exerce dans la colonne de lave en mouvement, il existe une contrainte cisailante liée aux différences de vitesse de déplacement entre la base et le toit de la coulée. Ainsi, une obsidienne qui présenterait des yeux de déformation aurait subi une contrainte cisailante constituant un indice pour reconstituer le mode de mise en place (ici, une coulée).

3.3.2. Des faciès marqués par la présence de minéraux

A l'échelle microscopique, les obsidiennes qui se sont mises en place suite à un écoulement laminaire présentent des minéraux et des microlites orientés dans une même direction formant un rubanement observable à l'œil nu sur les lames minces. De même, la présence de bulles déformées (aplatissement) selon un même axe témoigne d'une contrainte perpendiculaire appliquée à la coulée.

Les obsidiennes prélevées dans des coulées ou des pyroclastites contiennent des phénocristaux et des microcristaux en abondance. La nature des microcristaux reste peu variée alors que celle des phénocristaux est plus diversifiée. En moyenne les obsidiennes prélevées dans les coulées présentent quatre espèces de phénocristaux (feldspaths potassiques, plagioclases, augites et hornblendes) associés à des structures telles que des rubanements rectilignes ou plissés. Ces rubanements sont formés de microcristaux et/ou de microlites orientés dans une même direction, suggérant un étirement ou un aplatissement (pour les rubanements rectilignes) et une poussée (pour les rubanements plissés).

Dans ce cas de figure, la nature chimique de la lave, ici, n'influence pas les faciès des obsidiennes. En effet, des obsidiennes ayant une composition de comendite peuvent présenter des faciès très différents. C'est notamment le cas des obsidiennes des affleurements 1 et 2 localisés sur les flancs sud et est (riches en cristaux et rubanements) et celles du flanc ouest (sans cristaux ni rubanements). Les éléments de faciès dépendent donc des conditions de mise en place de la coulée au niveau local. Le faciès des obsidiennes semble ainsi dépendre essentiellement des modalités de mise en place de l'affleurement. Lorsque les obsidiennes sont associées à des coulées et affleurent en couche, elles sont plus riches en minéraux et présentent un faciès « picté » et/ou avec craquelures. Ces obsidiennes montrent aussi des figures liées à la dynamique de la coulée telles que des rubanements rectilignes ou plissés. Les obsidiennes associées à des pyroclastites sont elles aussi riches en phénocristaux mais ne présentent pas de structure de déformation.

3.4. L'originalité des obsidiennes de Sicaksu

Les obsidiennes provenant de l'affleurement de Sicaksu présentent un faciès macro et microscopique (lame mince) différent de celui communément rencontré dans les obsidiennes du Nemrut. En effet, ce sont les seules obsidiennes à ne présenter aucun phénocristal, aucune craquelure et à avoir un aspect massif uni et homogène. Elles ne présentent pas non plus de structures de déformation, à l'exception d'une seule qui contient des bulles étirées et parallèles entre elles formant localement une bande. Les lames sont riches en microlites et, pour certaines, en bulles. Ces caractéristiques intrinsèques au matériau confèrent à l'obsidienne une grande qualité pour la taille. En effet, l'absence de défaut ou d'hétérogénéité (craquelures et ou phénocristaux) dans le verre n'entraîne pas la formation de faiblesse mécanique. En outre, l'abondance de microlites augmente la résistance de ce verre volcanique.

Cet affleurement en patch ne peut être rattaché à aucune structure primaire permettant d'identifier clairement son mode de mise en place. Nous proposons deux hypothèses pour expliquer la mise en place de ces obsidiennes, très différentes de celles observées sur le reste du Nemrut :

- soit elles proviennent d'une coulée massive d'obsidienne qui aurait été mise à l'affleurement par les processus d'érosion ; les échantillons proviendraient du cœur de la coulée (zone de moindre déformation) ;
- soit elles proviennent d'un filon qui recoupe les structures antérieures.

Aucune preuve en faveur de l'une ou l'autre hypothèse n'a pu être observée lors des deux missions de terrain.

4. Datation de l'obsidienne de l'affleurement de Sicaksu

Les datations Ar/Ar ont été effectuées au LSCE par S Nomade et A Peirra, dans le cadre de l'ANR GeObs. L'obsidienne Nem 13-24 provient du milieu du « patch » de Sicaksu et constitue le seul échantillon du Nemrut daté par la méthode Ar/Ar (fig.23). L'analyse pour cette obsidienne présente un plateau incluant 100 % de gaz extrait (fig.23a). Les concentrations en ^{40}Ar des paliers du plateau sont comprises entre 2 et 85 %. L'âge plateau calculé est de $205 \pm 8 \text{ ka}$ (MSWD = 1 ; l'âge est donné en 2σ et inclut toutes les incertitudes). Le diagramme d'isochrone inverse ne montre pas d'excès en argon. Le ratio initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est identique au ratio $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosphérique, aux incertitudes près. L'âge donné par la droite d'isochrone inverse est de $203 \pm 18 \text{ ka}$ (fig.23b).

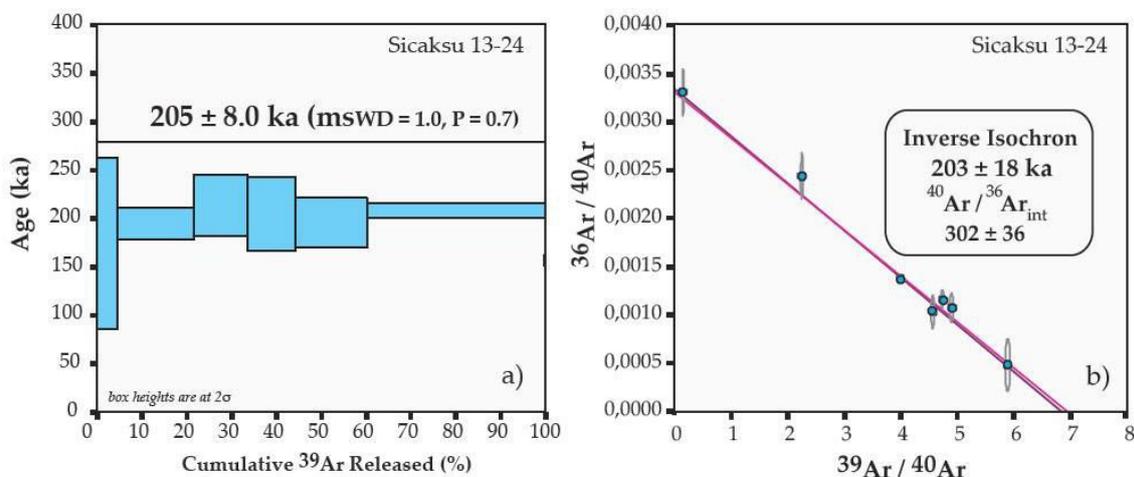


Figure 23 : (a) âge plateau et (b) isochrone inverse obtenu pour l'échantillon d'obsidienne Nem 13-24 (affleurement de Sicaksu)

Les âges donnés par la datation Ar/Ar (âge plateau et isochrone inverse) est en adéquation avec une formation durant la phase pré-caldera de Çubukçu *et al.*, (2012), dont la fin est estimée entre 90 et 30 ka. De plus cette obsidienne se trouve stratigraphiquement au-dessus d'une trachyte dont l'âge est estimé à $310 \pm 100 \text{ ka}$ (Atasoy, résultat non publié, dans Çubukçu *et al.*, 2012)

5. Les obsidiennes peralcalines du Nemrut

Les obsidiennes du Nemrut sont de nature peralcaline, c'est-à-dire que leur concentration totale en alcalin ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) est supérieure à leur teneur en alumine (Al_2O_3). Les résultats donnés pour les 47 échantillons d'obsidienne par les analyses géochimiques en LA-ICP-MS et en P-XRF classent 36 de ces échantillons comme étant de l'obsidienne de composition rhyolitique et 9 de composition trachytique. Ces neuf échantillons sont des trachytes dévitrifiés dont l'aspect physique est proche de celui des obsidiennes.

5.1. Signature chimique des obsidiennes du Nemrut

Le diagramme de normalisation aux chondrites de Masuda-Coryell-Winchester (1962-1963) offre un moyen simple d'identifier les roches des grands domaines terrestres (croûte océanique moyenne, croûte continentale supérieure ou moyenne). Le spidergramme des terres rares normalisé aux chondrites (Anders et Grevesse, 1989), pour les affleurements d'obsidienne du Nemrut, présente une décroissance des éléments légers vers les éléments lourds (fig.24) ; la courbe de tendance dessine une pente faible, deux anomalies négatives y sont repérées pour l'Yttrium (Y) et l'euporium (Eu). Ce spidergramme montre une affinité avec celui de la croûte continentale : les obsidiennes du Nemrut seraient donc issues d'un magma provenant de la fusion partielle de la croûte continentale.

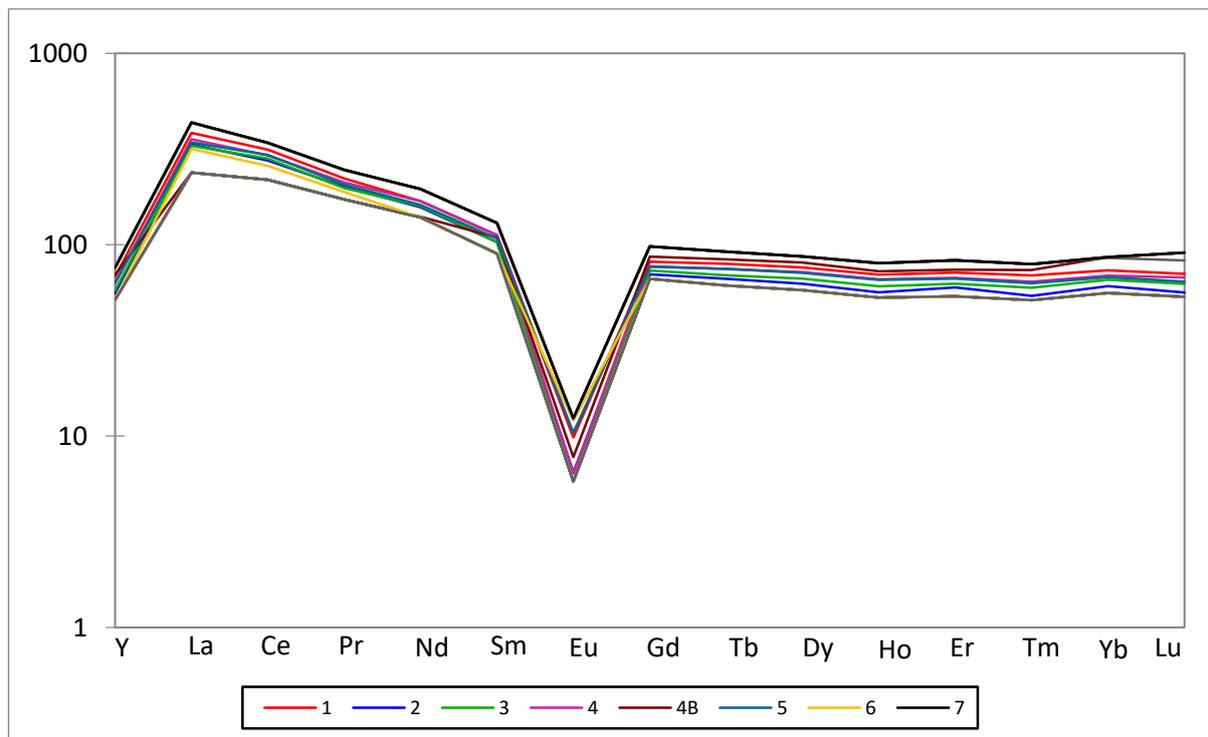


Figure 24 : spidergramme normalisé aux chondrites (Anders and Grevesse, 1989), valeur moyenne pour les sept affleurements d'obsidienne/ trachyte dévitrifiée

Le spidergramme normalisé à la croûte (Wedepohl, 1995) présenté en fig.25 est donné pour toutes les obsidiennes échantillonnées (affleurements n°1, 3, 4 et 5). Les trachytes dévitrifiés n'ont pas été pris en compte (affleurement n° 7). Le spidergramme présente les teneurs *minima* et *maxima* pour chaque affleurement d'obsidienne. L'affleurement n° 2 est représenté par une seule obsidienne et donc une seule courbe sur le spidergramme. Les courbes *minima* et *maxima* pour chaque affleurement mettent en évidence la variabilité de la composition chimique à l'intérieur d'une même coulée. Pour certains éléments tels que le rubidium (Rb), le strontium (Sr), l'yttrium (Y), le baryum (Ba), le lanthane (La), le samarium (Sm), l'euporium (Eu), le gadolinium (Gd) et l'uranium (U), cette variabilité interne est nulle ou proche de zéro. En revanche, elle est maximale pour les éléments allant du zirconium (Zr) au césium (Cs), du cérium (Ce) au néodyme (Nd) et du terbium (Tb) au hafnium (Hf). Les éléments pour

lesquels les affleurements d'obsidienne se discriminent le mieux sont ceux dont la variabilité interne est faible ou nulle, alors que la variabilité entre les affleurements est forte. Les éléments rentrant dans cette catégorie sont le titane (Ti), le manganèse (Mn), le fer (Fe), l'yttrium (Y), le niobium (Nb), le lanthane (La), l'ytterbium (Yb) et le thorium (Th).

Les courbes données pour chaque affleurement dessinent une même tendance, les obsidiennes proviennent donc d'un même magma qui se serait différencié au cours du temps. Cette différenciation se remarque par l'augmentation des teneurs en éléments magmatophiles (ou incompatibles par rapport aux phases minérales) tels que le zirconium (Zr), le niobium (Nb), le hafnium (Hf), le tantale (Ta), le thorium (Th) et l'uranium (U). La teneur de ces éléments augmente des obsidiennes de l'affleurement n°4 et n°5 vers les obsidiennes de l'affleurement n°6, en passant par les obsidiennes des affleurements n°4B et 1, dans cet ordre.

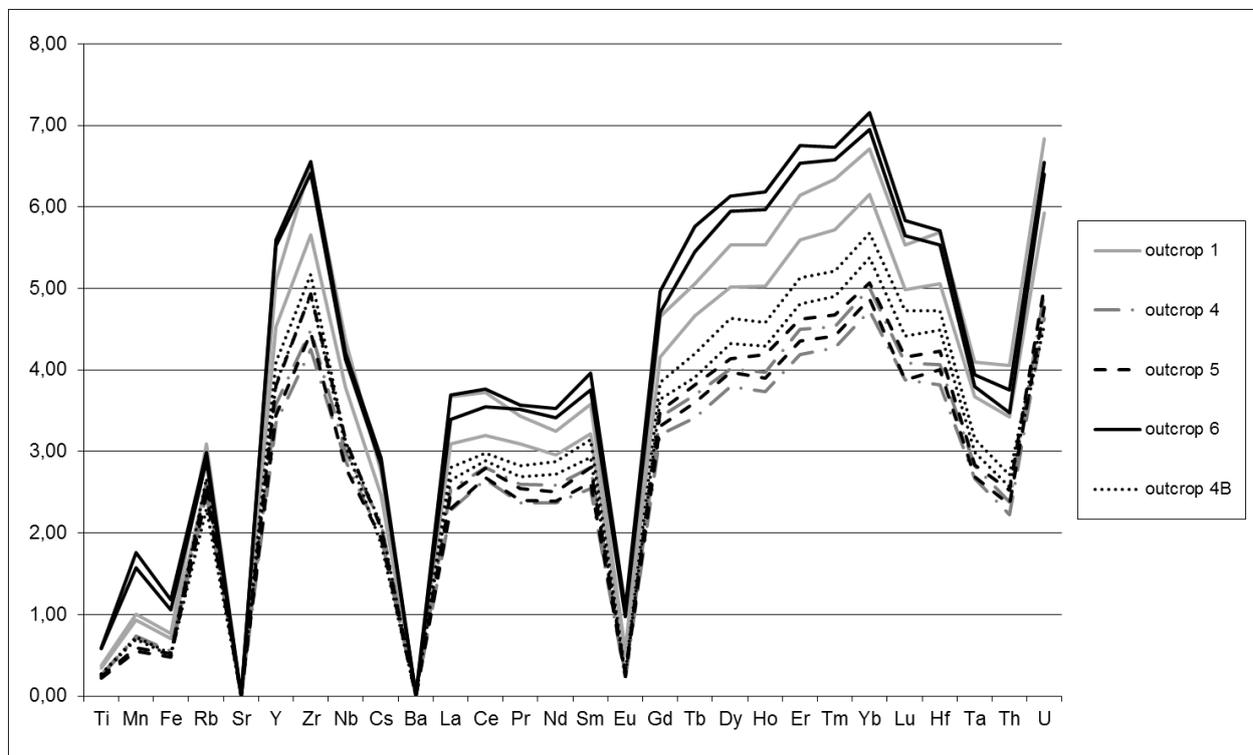


Figure 25 : spidergramme normalisé à la croûte continentale (Wedepohl, 1995), valeur min et max pour les affleurements d'obsidienne (affleurement n°1, 4, 5, 6)

La teneur des éléments légers à lourds des obsidiennes par rapport à celle de la croûte présente une droite dont la pente moyenne est positive. Il existe pour toutes les courbes du spidergramme quatre anomalies négatives par rapport à la tendance générale, pour les éléments strontium (Sr), baryum (Ba), europium (Eu) et tantale (Ta). De même, il existe deux anomalies positives par rapport à la tendance générale pour les éléments rubidium (Rb) et zirconium (Zr). Un plateau est observé pour les éléments allant du lanthane (La) au samarium (Sm).

L'anomalie en europium (Eu) peut s'expliquer par le fractionnement des plagioclases au cours du temps. En effet, l'euporium a une valence (Eu^{2+}) équivalente à celle du calcium (Ca^{2+}) qui entre dans la composition des plagioclases. De plus, les deux éléments ont une taille relativement proche. Ainsi l'euporium peut se substituer au calcium dans la phase minérale ce qui entraîne un appauvrissement relatif de cet élément dans le liquide résiduel. Le fractionnement des plagioclases explique aussi l'anomalie négative du strontium (Sr) qui a une affinité pour cette phase minérale.

5.2. Chronologie relative de mise en place des formations à obsidienne

Les différents affleurements se différencient bien les uns des autres. En prenant les éléments les plus discriminants deux à deux comme Ti vs Mn, il est possible de classer les obsidiennes en groupes chimiques correspondant aux affleurements (fig.26). Le diagramme binaire Ti vs Mn est celui où les groupes d'obsidienne se discriminent le plus clairement. Le titane (Ti) est un élément incompatible qui se concentre donc dans le liquide résiduel. Dans les séries alcalines, les concentrations en manganèse augmentent peu au cours du temps.

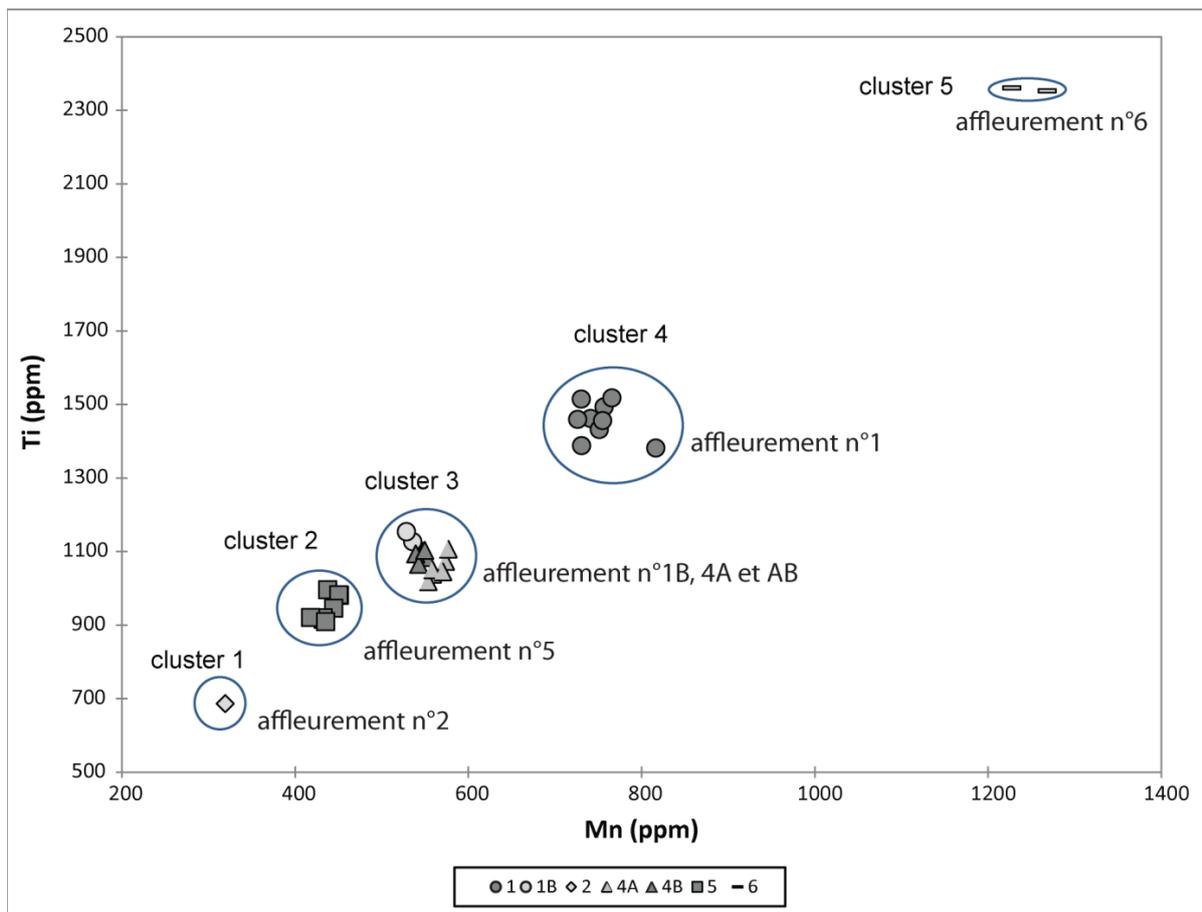


Figure 26 : diagramme binaire Ti vs Mn des obsidiennes des affleurements n°1, 2, 4, 5 et 6

Le diagramme binaire Ti vs Mn (fig.26) renseigne sur la position temporelle relative d'une série d'obsidienne par rapport à une autre. Dans le cas de ce diagramme où les teneurs en Ti et Mn augmentent depuis les obsidiennes de l'affleurement n° 2 vers l'affleurement n° 6, il est possible de

déduire l'ordre d'apparition relatif de chaque formation à obsidienne. L'ordre de mise en place de ces formations semble être au regard de la chimie, du plus vieux au plus récent, l'affleurement n° 2, l'affleurement n° 5, l'affleurement n° 4 et enfin l'affleurement n° 6.

En contextualisant ces résultats géochimiques au regard des données de terrain, l'obsidienne de l'affleurement n° 2 peut être écartée dans la chronologie relative. En effet, cette obsidienne (Nem 13-15) se situe dans des retombées pyroclastiques et a vraisemblablement été arrachée à son emplacement d'origine lors de la mise en place des pyroclastites. Ce fragment d'obsidienne se trouve donc en position sub-autochtone par rapport à son lieu de formation initial. Les obsidiennes de l'affleurement n° 5 (Sıcaksu) se présentent sous la forme de blocs disposés en un patch mais déconnectés de toutes structures pouvant indiquer un mode de mise en place.

L'activité post-caldera se localise à l'intérieure de la caldera, sur le flanc est (dépôts pyroclastiques) et sur le flanc nord du volcan. Les obsidiennes dite de Sıcaksu se situent sur le flanc ouest, la datation au $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ effectué au LSCE par S. Nomade donne un âge radiométrique de 205 ± 8 ka pour l'obsidienne NEM 13-24 appartenant au patch de Sıcaksu, ce qui correspond à une mise en place ante-caldera. Le groupe chimique 3 se compose des obsidiennes de l'affleurement n° 4 dit de Kayacık et de deux obsidiennes appartenant à l'affleurement n° 1. Ces obsidiennes appartiennent à des coulées formant les pentes nord-ouest (affleurement n° 4 base du flanc) et est (affleurement n° 1) du volcan. Elles appartiennent donc à la phase ante-caldera. L'affleurement n°1 (groupe chimique 4) forme la partie sommitale du flanc est du Nemrut et appartient à la phase terminale ante-caldera. Enfin l'affleurement n° 6 (groupe chimique 5) correspond à un dôme intra-caldera, formé lors de la phase post-caldera.

La chronologie relative et absolue (datation Ar/Ar) donnée par les résultats de l'analyse géochimique est cohérente avec les observations de terrain et les données bibliographiques (histoire éruptive, datation des laves cristallisées, stratigraphie).

Conclusion

La formation et la mise en place des obsidiennes sur le Nemrut s'est faite durant toute l'édification du volcan, de la phase ante-caldera à la phase post-caldera. L'étude volcano-stratigraphique des formations à obsidienne, appuyée par les données géochimiques et la datation, ont permis une chronologie relative de la mise en place de ces formations. Les obsidiennes retrouvées dans les pyroclastiques semblent, au regard de la géochimie, appartenir à la phase ante-caldera et semblent être les premières à s'être formées. Il apparaît donc que l'obsidienne de Sıcaksu s'est mise en place durant la phase ante-caldera il y a 205 ka environ. La mise en place des obsidiennes de Kayacık puis celles du flanc est et du dôme intra caldera lui sont postérieures. Cette dernière est la seule formation à obsidienne émergeant durant la phase post-caldera. Au regard des données, il n'est actuellement pas

possible de remonter au mode de formation et de mise en place des obsidiennes de Sıcaksu, qui peuvent être issues soit d'une coulée soit d'un dyke. Néanmoins, les obsidiennes émises durant la phase ante-caldera se sont mises en place dans des coulées (affleurement n°1, 3, 4) alors que celles de la phase post-caldera se sont mises en place sous forme de dômes. Les études géologiques (Yılmaz *et al.*, 1998) ont montré la présence de dykes au mur de la caldera, appartenant à la phase ante-caldera. Il est donc probable que la mise en place des obsidiennes ante-caldera se soit faite selon deux modes : en coulées et en dykes.

Le faciès d'une obsidienne dépend de son mode de mise en place ainsi que des processus d'altération (essentiellement hydrothermaux sur le Nemrut) auxquels elle est soumise. Sur le Nemrut, il existe trois types de faciès : un faciès uniforme et homogène sans phénocrystal, un faciès à faible abondance de phénocristaux mais craquelé, et un faciès riche en phénocristaux et craquelures. Le premier faciès est attribué aux obsidiennes de Sıcaksu, qui semblent être les premières obsidiennes à avoir été mises en place sur le Nemrut. Le deuxième faciès se retrouve dans les coulées d'obsidienne de Kayacık. Enfin le troisième faciès est observé pour les coulées d'obsidienne post-Kayacık et pour les dômes intra-caldera. En première approximation, et indépendamment du mode de mise en place, l'abondance de phénocristaux semble augmenter des obsidiennes les plus âgées aux obsidiennes les plus récentes. La qualité - d'un point de vue de la taille - semble donc diminuer des obsidiennes les plus anciennes vers les obsidiennes les plus récentes. En comparant les obsidiennes qui ont le même mode de mise en place, autrement dit les échantillons d'obsidienne provenant des coulées (affleurements n° 1 et n° 4), on observe en lames minces un nombre plus important de phénocristaux dans les obsidiennes de l'affleurement n°1 par rapport à celles de l'affleurement n°4 (Kayacık). De même, les obsidiennes de l'affleurement n°1 présentent une diversité minéralogique plus importante que les obsidiennes de Kayacık.

Les laves du Nemrut sont issues de la fusion partielle de la croûte (Çubukçu *et al.*, 2012). Leur teneur en éléments lithophiles (Ca, Mg, Si, Al, Ti, Na, K...) est donc élevée. Or certains de ces éléments, tels que le calcium (Ca), le potassium (K) ou le sodium (Na), sont des éléments modificateurs de réseau, c'est-à-dire que ces éléments vont s'incorporer dans les tétraèdres de silice ou d'aluminium, générant des oxygènes non pontants et provoquant une diminution de la connectivité du système.

D'après les études menées par Peretyazhko *et al.*, (2015) sur les minéraux et les inclusions vitreuses des pantellerites et comendites du Nemrut, les laves de ce volcan seraient issues d'un magma comenditique trachytique qui aurait évolué vers un magma de nature pantellerique et comenditique. Cette évolution peut s'expliquer par la cristallisation fractionnée des plagioclases (phase minérale dominante), de l'hedenbergite, de la fayalite et des oxydes de fer et titane en fonction de la pression et de la teneur en eau dissoute dans le liquide. La cristallisation de ces minéraux entraîne une diminution des éléments modificateurs de réseau dans le liquide résiduel et favorise la nucléation

d'autres phases minérales, augmentant d'autant le nombre et la diversité des minéraux dans les obsidiennes.

Enfin, dans le cadre des études de provenance, un affleurement se distingue. En effet, lors des investigations menées pendant les missions de terrain de 2013 et 2014, l'affleurement de Sıcaksu qui présente des obsidiennes en blocs, semble être le seul présent sur le flanc ouest faisant face à la plaine de Muş. La plaine de Muş donne un accès facile vers l'ouest et le sud, vers les vallées de l'Euphrate et du Tigre dans le nord de la Mésopotamie. D'un point de vue de l'exploitabilité, les obsidiennes de Sıcaksu présentent plusieurs avantages : la disposition en blocs, la qualité du matériau et l'accessibilité de la ressource, qui font de cet affleurement un très bon candidat pour l'exploitation d'obsidienne durant les périodes allant de l'Épipaléolithique au Néolithique.

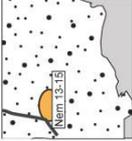
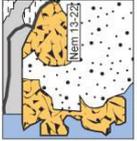
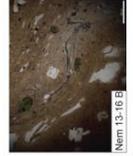
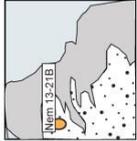
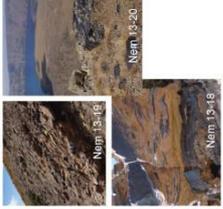
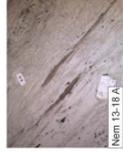
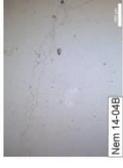
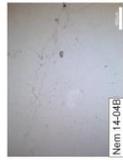
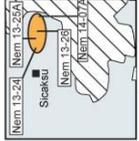
Phase	localisation	Nom échantillon	affleurement	photo ech. context	faciès macro	faciès micro	abondance minéralogique	abondance des microlites	concentration en éléments incompatibles	
post caldera	<p>8 3 ka (Atalay in Çubukçu et al, 2012) surge</p> 	Nem 13-15								
		Nem 13-22								
		<p>24 ka (Ercan et al, 1990)</p> 	Nem 13-16 B							
			Nem 13-21 B							
ante caldera	<p>99 ka (Atalay in Çubukçu et al, 2012)</p> 	Nem 13-20 Nem 13-18 A Nem 13-19								
		Nem 14-03 Nem 14-04								
		Nem 14-02								
		<p>205 ka (Nomade, 2015)</p> 	Nem 13-24 Nem 13-25 Nem 13-26 Nem 14-07 A							

Tableau 3 : Tableau de synthèse des résultats

Chapitre 10 - Les montagnes de Solhan dans la province volcanique de Bingöl

Introduction

La province volcanique de Bingöl, située au sud-ouest de l'Anatolie orientale, se divise en deux secteurs, les montagnes de Solhan à l'est et celles d'Alatepe à l'ouest. Nous nous intéressons, ici, aux montagnes de Solhan (fig.1). Cette région est limitée à l'est par la vallée de Solhan de direction NO-SE, à l'ouest par la vallée du Göynük de direction NE-SO, au sud par la vallée du Murat de direction E-O et au Nord par le point triple de Karliova. La région volcanique de Solhan comprend deux grandes unités morphologiques, à l'est des dômes et dôme-coulées et à l'ouest une série de dépôts alluviaux. La tectonique régionale affecte plus ou moins les structures observées.

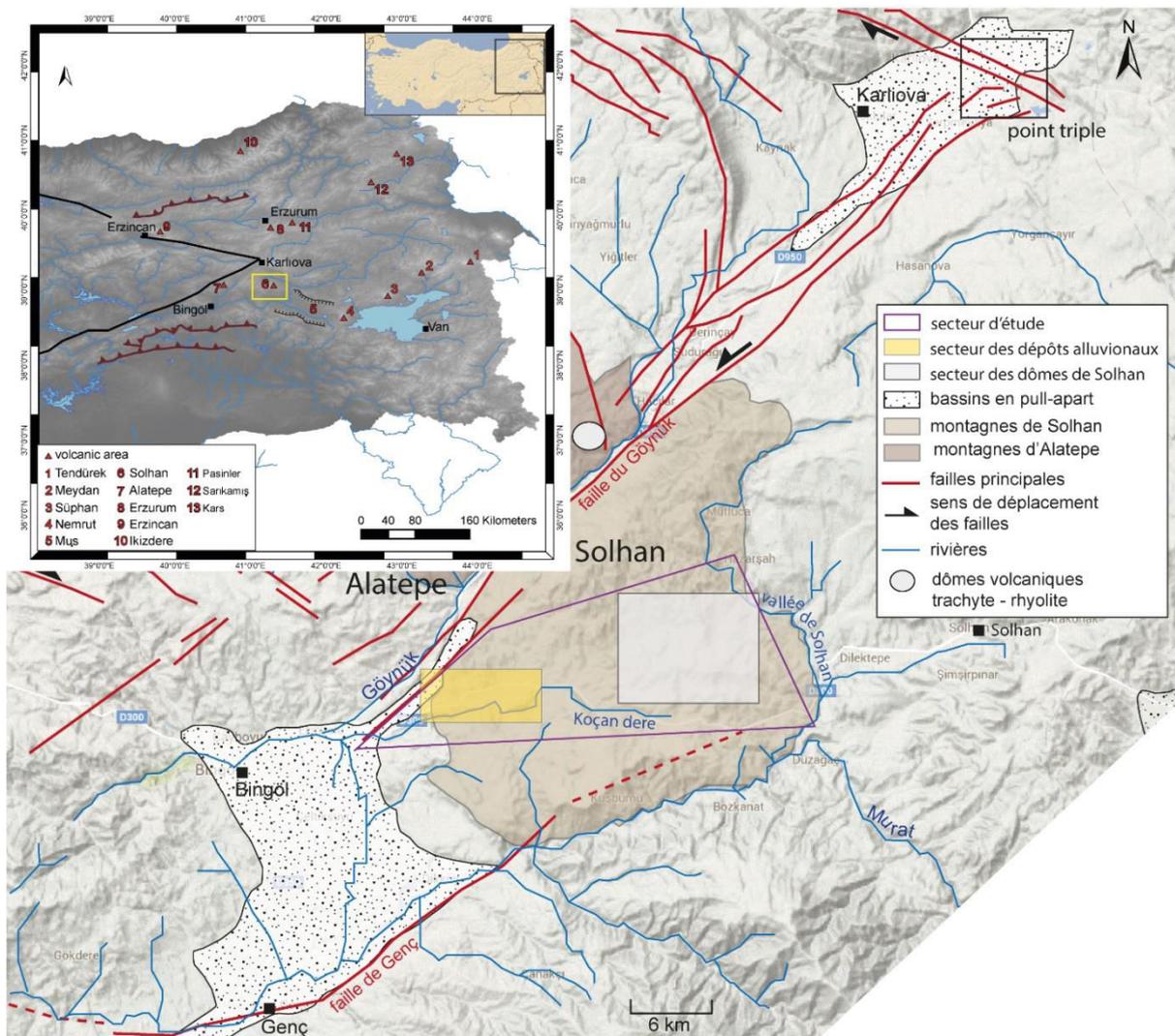


Figure 1 : Carte de localisation et contexte tectonique des montagnes de Solhan- Zone d'étude dans l'encart violet

Cette région présente plusieurs points d'intérêt dans le cadre de l'*obsidian sourcing*. D'une part cette région a été identifiée comme l'une des régions sources d'obsidienne pour différentes périodes préhistoriques, sur plusieurs sites archéologiques du Proche-Orient (Chataigner *et al.*, 1998 ; Frahm, 2012 ; Carter *et al.*, 2013 ; Darabi et Glascock, 2013 ; Khalidi *et al.*, 2014 ; Orange *et al.*, 2013). D'autre part cette région présente des affleurements d'obsidienne en situation primaire (autochtone et sub-autochtone) ainsi qu'en situation secondaire (remaniée). La présence de ces deux types d'affleurements permet de proposer des hypothèses concernant les dynamiques morphologiques ayant eu cours depuis la mise en place des affleurements d'obsidienne en situation primaire, au Miocène supérieur-Pliocène, jusqu'à leur mode d'affleurement à la période actuelle.

Dans ce chapitre dédié aux montagnes de Solhan, la première partie est consacrée à la description du paysage. Les deux parties suivantes s'attachent à la formation des montagnes de Solhan ainsi qu'à l'origine du magma qui les a engendrées. La quatrième et la cinquième partie sont respectivement consacrées aux affleurements d'obsidienne et aux caractéristiques physiques (faciès) des obsidiennes qui les composent. Puis une sixième partie fait l'objet de leur mode de mise en place. Enfin une septième partie se propose de caractériser les signatures chimiques des obsidiennes de cette région.

1. Les montagnes de Solhan

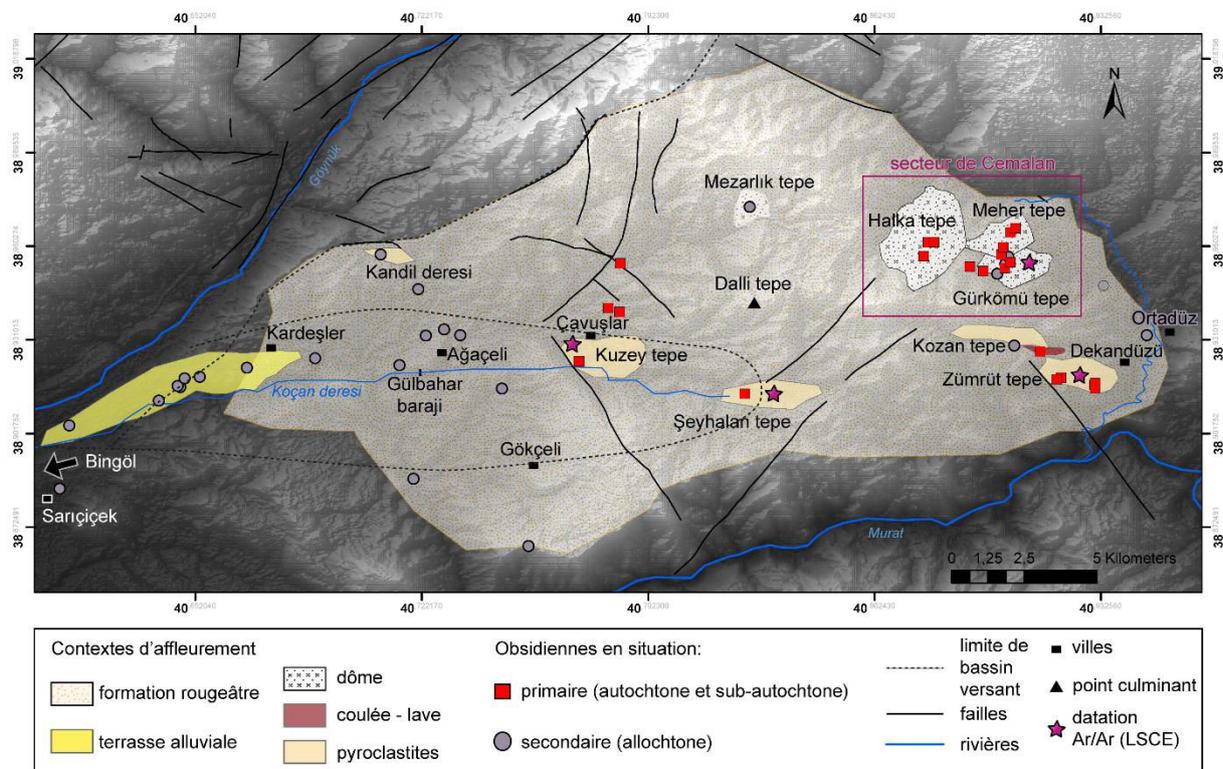


Figure 2 : Carte des contextes d'affleurement des obsidiennes de la région volcanique de Solhan

La région des montagnes de Solhan comprend deux ensembles morphologiques. Il s'agit à l'est d'un ensemble de reliefs formés de dômes et de dôme-coulées (de Dekandüzü à Kuzey tepe); et à l'ouest

par des colluvions et des alluvions (de Kuzey tepe à Bingöl). Une formation à granulométrie grossière et de teinte rouge recouvre les deux ensembles dans la partie sud des montagnes de Solhan (fig.2). Les terrasses alluviales sont situées à la jonction des vallées du Göynük et son affluent de rive gauche le Koçan Deresi.

L'altitude maximale est atteinte pour le sommet de Dalli tepe (2000 m), situé au centre de la région. L'altitude des reliefs décroît de ce centre vers la périphérie de la région. Au nord-est de ce relief principal, se dressent des dômes dont l'altitude est comprise entre 1800 m (Halka tepe) et 1400 m (Meher tepe). Un autre dôme se situe dans ce secteur, il s'agit du dôme de Gürkömü tepe dont l'altitude est d'environ 1600 m. Ces trois dômes appartiennent au secteur de Cemalan (fig.2).

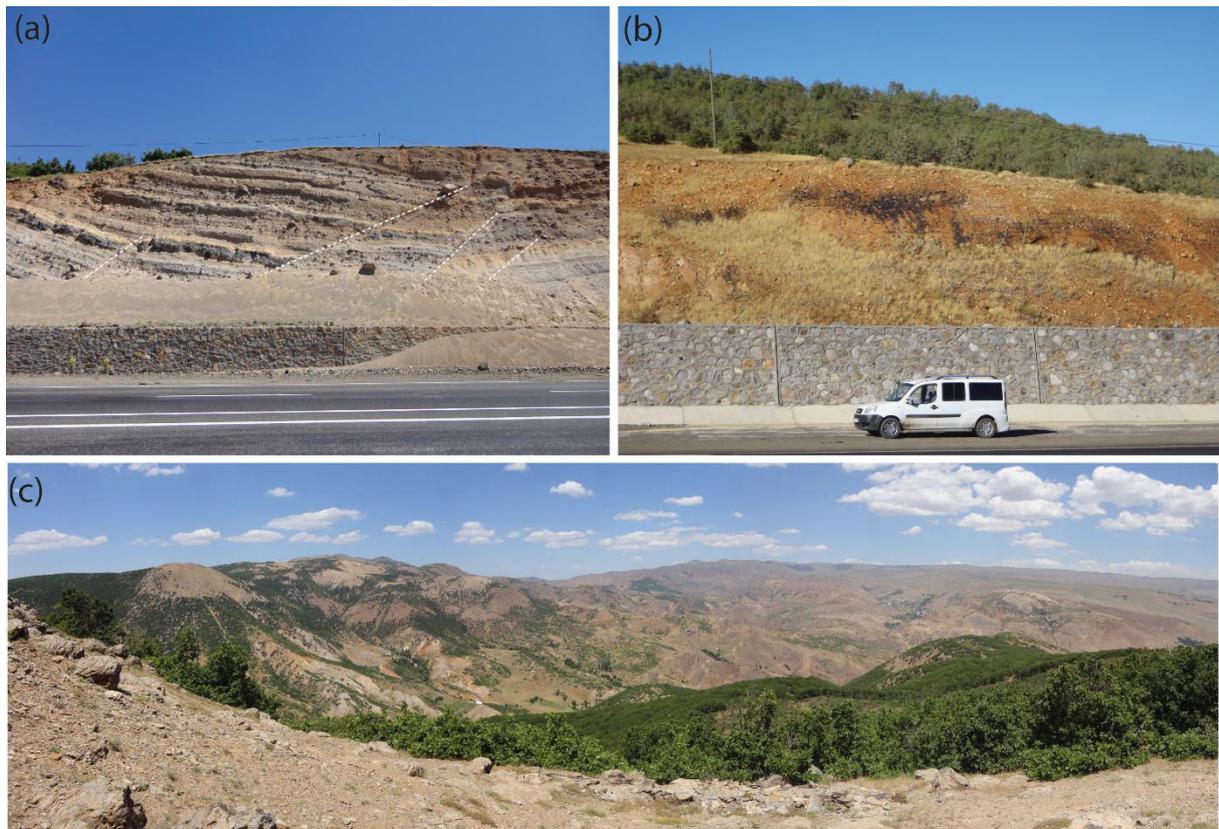


Figure 3 : (a) affleurement d'obsidienne faillé du Kuzey tepe; (b) obsidienne en blocs dans une formation grossière rougeâtre; (c) vue générale vers SE sur les montagnes de Solhan depuis Halka tepe (secteur de Cemalan)

Près de Dekandüzü et de Kuzey tepe, des laves basiques de teinte gris foncé affleurent. Ces laves sont *in situ* et forment la base apparente des montagnes de Solhan. Ces basaltes sont surmontés par des dépôts pyroclastiques de plusieurs mètres. Ces dépôts pyroclastiques affleurent nettement à Zümrüt tepe et Şeyhalan tepe. Au nord, dans le secteur de Cemalan, trois dômes rhyolitiques (Meher tepe, Halka tepe et Gürkömü tepe) apparaissent distinctement (fig.2). Ces dômes possèdent des pentes abruptes recouvertes d'une formation à grains grossiers rouge sur laquelle se trouvent des obsidiennes en bloc. Au nord, au sommet du mont de Mezarlık tepe, des obsidiennes en fragment de 3 cm affleurent en surface. La formation rouge est présente tout autour du village mais aucune obsidienne n'y est associée.

Entre Kardeşler et Sariçiçek (vallée de Koçan), des terrasses alluviales sont situées à environ 1100 m d'altitude soit environ 70 m au-dessus du niveau de la plaine de Bingöl et du cours actuel du Göynük. Les alluvions qui les composent contiennent des galets de roches volcaniques et métamorphiques ainsi que des galets d'obsidienne dont le grand axe reste inférieur à 10 cm. Les terrasses amont de Koçan dere ne contiennent pas d'obsidienne. Ces obsidiennes proviennent des complexes d'Alatepe et de Solhan ce qui renseigne sur une confluence passée entre le Göyenük et le Koçan.

La région de Solhan présente des paysages évolués marqués par la tectonique (nombreuses failles) (fig.3a) et l'érosion (formations d'obsidienne démantelées) (fig.3b). Les reliefs présentent des formes arrondies entaillées par des ravines (fig.3c). La formation rouge nappe toute la partie sud de la région de Solhan (fig.3c) et semble être le produit de l'altération des roches volcaniques composant initialement le paysage.

2. Formation des montagnes de Solhan

Les montagnes de Solhan sont comprises dans une aire géologique large qui s'étend du bassin de Muş, à l'est, jusqu'à la zone de faille est-anatolienne, à l'ouest (Şaroğlu et Yılmaz, 1986). Cette vaste zone est largement recouverte par les volcanites de Solhan (formation de Solhan) qui forment les montagnes du même nom. Les obsidiennes de la région volcanique de Solhan sont associées à ces volcanites, datées du Miocène supérieur (Yılmaz *et al.*, 1987 ; Poidevin, 1998).

Les montagnes de Solhan représentent la manifestation magmatique la plus ancienne du jeune (post collision) volcanisme est-anatolien, daté fin Miocène-Pliocène. Selon Yılmaz *et al.*, (1987) les volcanites de Solhan reposent sur les calcaires d'Adilcevaz datés de l'Aquitaniens (Seymen et Aydın, 1972) et du Burdigalien (Miocène inférieur), ainsi que sur des carbonates d'âge Miocène supérieur (Şaroğlu et Yılmaz, 1986). Les calcaires d'Adilcevaz reposent de façon discordante sur le socle métamorphique, suggérant une mise en place des sédiments cénozoïques peu après la collision (Şaroğlu et Yılmaz, 1986).

Les centres volcaniques constituant les montagnes de Solhan sont alignés selon une fissure d'orientation N-S. Les produits volcaniques vont des laves basiques (hawaïtes) à intermédiaires, qui sont par ailleurs exposées des deux côtés de la faille est-anatolienne (Şaroğlu et Yılmaz, 1986). Les hawaïtes dominent les formations volcaniques de ce complexe. Les dômes et de dôme-coulées de Solhan sont décrits dans Yılmaz *et al.*, (1987). Le cœur de ces structures est constitué de brèches autoclastiques et de brèches scoriacées. Ces dômes et dôme-coulées correspondent à des structures parasites aux volcanites de Solhan de composition intermédiaire (Yılmaz *et al.*, 1987). Les montagnes de Solhan se sont édifiées en plusieurs phases, dont la collision et la convergence continue gouvernent la nature et la succession géologique des évènements (Yılmaz *et al.*, 1987).

Yılmaz *et al.*, (1987) identifient trois phases, dont l'épaisseur cumulée des produits est de 1000 m :

- Phase 1 : correspond essentiellement à l'émission de lave (environ 250 m d'épaisseur), le long d'une structure de tension orientée N-S et est datée du début du Miocène moyen.
- Phase 2 : correspond à une émission de lave (2/3 du volume total) et de pyroclastites telles que des tufs et des agglomérats (1/3 du volume total). Le tout représente une formation de 400 m d'épaisseur, datée du Miocène moyen.
- Phase 3 : associe agglomérats, laves et pyroclastites. Lors de cette phase, l'émission de pyroclastites devient de plus en plus abondante. Les laves de cette phase s'intercalent plus régulièrement avec des agglomérats et des couches de pyroclastites. Les produits de cette dernière phase correspondent à une épaisseur de 350 m environ. Cette phase est datée du Mio-Pliocène

L'abondance des produits pyroclastiques augmente de la phase 1 à la phase 3, témoignant de l'augmentation de l'indice d'explosivité du volcanisme de Solhan. Les dates obtenues par Bigazzi *et al.*, (1994, 1998) et Burlot-Gurlet *et al.*, (1995) (entre 6 et 3 Ma) associent les obsidiennes à la phase 3 de la formation des volcans tertiaires de Solhan.

Cette activité volcanique de la région de Solhan est concomitante de la phase tectonique active durant laquelle la région de Solhan s'est progressivement soulevée (Şaroğlu et Güner, 1981). Cette tectonique active a donné lieu à la formation de failles orientées E-O au sud-est de la pénélaine de Solhan, où elles délimitent le bassin de Muş (Şaroğlu et Güner, 1981 ; Akay *et al.*, 1989).

3. Origine du magma

La variété des roches volcaniques de la région de Solhan s'explique par la cristallisation fractionnée dans un domaine de pression faible à modérée (Yılmaz *et al.*, 1987). Ce modèle suggère que les premiers produits volcaniques à se former, après la collision, ont été des roches issues d'un magma alcalin formé à faible profondeur dans le manteau (35-40 km de profondeur, juste en dessous de la croûte). Cette période de volcanisme dans la région de Solhan correspond à une phase tectonique de compression intense en Anatolie orientale, ce qui aurait généré des fentes de tension orientées N-S, autorisant une décompression et la fusion à faible profondeur (Şengör et Kidd, 1979 ; Şengör et Yılmaz, 1981, Yılmaz *et al.*, 1985).

A partir du Serravallien tardif (12 Ma), les produits magmatiques changent de composition et deviennent calcalcalins. Le centre volcanique de Cemalan (fig.2) appartient à ce cycle (Yılmaz *et al.*, 1987). Les données isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{96}\text{Sr}$ suggèrent une origine magmatique de type anatexie similaire au modèle tibétain (Dewey et Burke, 1973). Néanmoins, Gill (1981) démontre que le ratio $^{87}\text{Sr}/^{96}\text{Sr}$, bien qu'élevé pour un magma d'origine mantellique, reste faible comparé aux produits volcaniques calcalcalins tibétains. Cette différence vient de la composition de la croûte continentale des deux hauts plateaux. La croûte sous la couverture volcanique est-anatolienne se compose essentiellement

d'ophiolites se présentant sous la forme d'un mélange (Şengör et Kidd, 1979 ; Şengör et Yılmaz, 1981), ce qui n'est pas une composition typique de croûte continentale comme au Tibet.

4. Les gisements d'obsidienne

Dans la région volcanique de Solhan, les obsidiennes affleurent en situation primaire et en situation secondaire. Les investigations se sont focalisées d'une part à l'est, où les obsidiennes sont associées à des dômes, et d'autre part entre les bassins de Muş et de Bingöl (fig.2). Les obsidiennes associées aux dômes et aux pyroclastites affleurent en position primaire autochtone et sub-autochtone, ces affleurements primaires font l'objet d'une première description. Dans un second temps, les affleurements d'obsidiennes en position secondaire ou allochtone sont décrits.

4.1. Les affleurements autochtones et sub-autochtones

4.1.1. Les affleurements de dôme

Les deux types d'affleurements autochtone et sub-autochtone, se trouvent sur les dômes de Gürkömü Tepe, Meher Tepe et de Halka Tepe (fig.2). Ces trois dômes sont situés dans le secteur de Cemalan.

Les affleurements de Cemalan correspondent en majorité à des blocs d'obsidiennes sur le versant des dômes (affleurements sub-autochtones), formant des patchs étalés sans forme particulière. (fig.4aa). En effet, la disposition des blocs sur le versant indique que leur lieu d'origine devait être soit en amont, à proximité du patch (dépôt de versant) soit au niveau du patch lui-même (démantèlement d'une structure sous-jacente).

De façon très occasionnelle, des pans de couches, de tailles variables mais inférieur à un mètre de long, affleurent sur les flancs du dôme ; ces niveaux sont formés par l'alternance de rhyolite et d'obsidienne en lits fins de moins de 2 cm d'épaisseur (fig. 4b). Ces affleurements *in situ* sont dits autochtones.



Figure 4 : Affleurements associés aux dômes de Cemalan (a) alternance rhyolite/obsidienne, (b) en patch sur le versant

Dans ces différents secteurs, les obsidiennes en situation de versant sont associées à une formation meuble de couleur rouge, dont les clastes vont de la classe des argiles à celles des sables grossiers (analyse granulométrique en annexe 7). Ces obsidiennes forment des blocs anguleux de 5 à une dizaine de centimètres, recouverts d'une légère patine rougeâtre. En surface, ces obsidiennes présentent de petites fractures ainsi que des cannelures (fig. 5).



Figure 5 : Détail de la surface d'une obsidienne du secteur de Cemalan avec patine rougeâtre et cannelures

Sur le versant sud de Kozan Tepe, se trouve un banc d'obsidienne en place associé à de la rhyolite (fig.6). Les obsidiennes en bloc massif (> 50 cm de diamètre) sont alignés et plus ou moins jointifs. Le banc semble se démanteler, la roche est très altérée (présence d'altérites rouge).



Figure 6 : Banc d'obsidienne démantelé associé à la formation brun-rouge sur un versant de Kozan tepe

4.1.2. Les affleurements liés aux pyroclastites

Les obsidiennes appartenant aux formations pyroclastiques se localisent à proximité des dômes de Şeyhalan tepe et de Kuzey tepe (fig.2). Ces obsidiennes sont sous forme de fragments dont la taille dépasse rarement 5 cm de grand axe. Les dépôts pyroclastiques à obsidiennes sont au nombre de deux. Ils sont situés au sud des dômes, au sud-est sur le versant sud de Şeyhalan Tepe et plus à l'ouest sur le versant sud de Kuzey Tepe.

Le premier affleurement, affleurement de Kuzey Tepe, mesure environ 10 m d'épaisseur et se compose essentiellement de ponces stratifiées où apparaît une couche d'obsidienne (fig.7) située près de la base de l'affleurement. L'ensemble de la section est recoupé par des failles inverses (fig.7). Les obsidiennes se présentent sous forme de fragments plus ou moins anguleux de 2 à 7 cm de diamètre. Les fragments sont jointifs dans la couche.

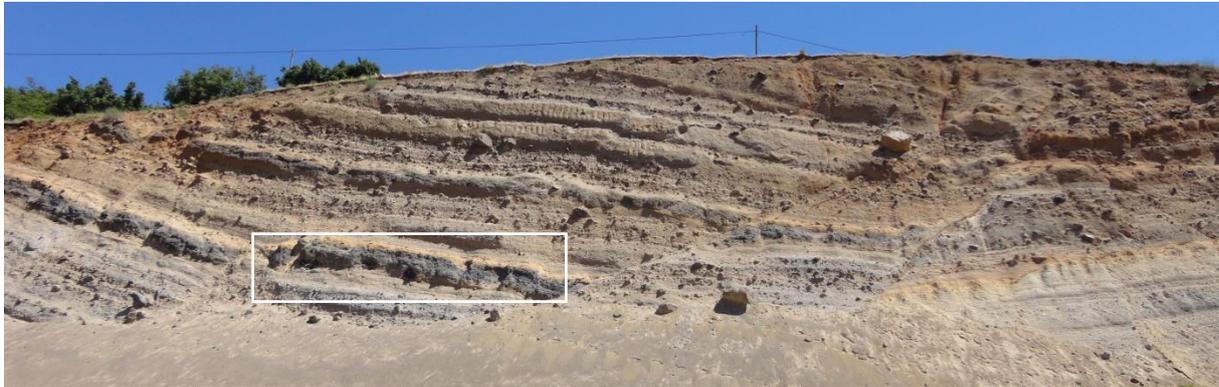


Figure 7 : Dépôt pyroclastique faillé de l'affleurement de Şeyhalan Tepe. En encart, le niveau à obsidienne

Le second affleurement, affleurement de Kuzey Tepe, se compose de quatre unités. De la base au sommet, l'unité U1 correspond à un talus actuel contenant des fragments d'obsidienne, l'unité sus-jacente U2 correspond à un niveau de ponces stratifié où la présence d'un lit d'obsidienne en grain est observable, l'unité U3 se compose de tephres relativement fin, ce niveau comporte un lit d'obsidienne, enfin la dernière unité U4 correspond à un remplissage secondaire (fig.8).

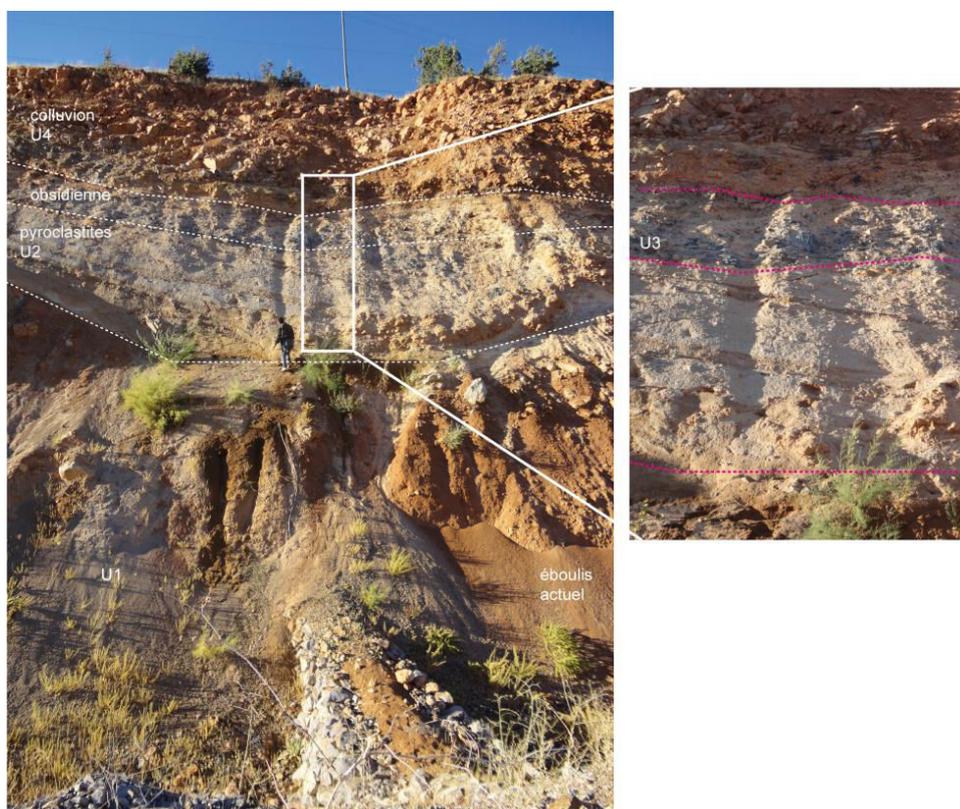


Figure 8 : Dépôts pyroclastique de l'affleurement de Kuzey Tepe

4.2. Les affleurements allochtones

Les obsidiennes en situation allochtone, ou secondaire, se localisent à l'ouest des dômes. Elles témoignent d'un transport du lieu de leur formation et de mise en place initiale jusqu'à leur lieu de dépôt. Ces obsidiennes sont bien exposées le long de la route Solhan-Bingöl, orientée E-O. Ces obsidiennes sont comprises dans une matrice sablo-argileuse de couleur rougeâtre (fig.9) qui recouvre environ les 2/3 de la région étudiée. Les obsidiennes ne sont pas toujours associées à cette formation rougeâtre. Cette formation sans obsidienne est observée près du village de Çavuşlar, situé sur Mezarlık Tepe, au nord dans les montagnes. En revanche, de petits fragments d'obsidienne taillés en surface ont été échantillonnés au centre-sud de la région de Solhan, près du village de Çavuşlar, sur Mezarlık Tepe (fig.2).

A proximité des dômes, dans les affleurements autochtones et sub-autochtones, les obsidiennes forment des blocs de plusieurs dizaines de centimètres de diamètre, anguleux (lié au démantèlement des structures) et présentent une légère patine brune ainsi que des figures d'érosion (cannelures, fractures). La taille des blocs ainsi que l'aspect anguleux diminuent d'est en ouest (des affleurements primaires vers les affleurements secondaires). En effet, les obsidiennes localisées à l'ouest forment des éléments roulés.



Figure 9 : Formation à grains grossiers, rougeâtre nappant une grande partie de la région de Solhan

De façon plus sporadique, des obsidiennes sont associées aux alluvions de la confluence Göynük-Koçan. Le substrat sur lequel reposent ces alluvions, à l'ouest du village de Kardeşler, n'est pas accessible et ne peut être observé. Les alluvions situées à proximité de la confluence Göynük-Koçan ne sont pas recouvertes par la formation rouge observée sur une grande partie de la région de Solhan.

5. Caractéristiques physiques des obsidiennes de Solhan

Lors des différentes missions de terrain effectuées entre 2013 et 2015, nous avons échantillonné 110 fragments ou blocs d'obsidiennes répartis dans toute la partie sud et centre de la région de Solhan.

Nous avons décrit les faciès (macro et microscopique), et analysé la minéralogie ainsi que la chimie de ces obsidiennes.

5.1. Faciès des obsidiennes

Les obsidiennes de Solhan présentent une faible diversité en termes de faciès. Ces obsidiennes présentent toutes une teinte noire à noir-vert, un éclat vitreux (fig.10a) (environ 2/3 des obsidiennes) ou résineux (fig.10b) (environ 1/3 des obsidiennes). Ces obsidiennes ont en majorité un aspect lisse (fig.10a, c et e) mais peuvent présenter un aspect rugueux (fig.10b, d, et f). Le motif le plus récurrent est le rubanement souvent rectiligne (fig.10d). Dans une moindre mesure, le faciès uniforme et uni (fig.10c) reste assez bien représenté. Enfin, de façon plus rare, deux échantillons présentent un faciès marbré l'un brun-rouge et l'autre vert (fig.10e et f).

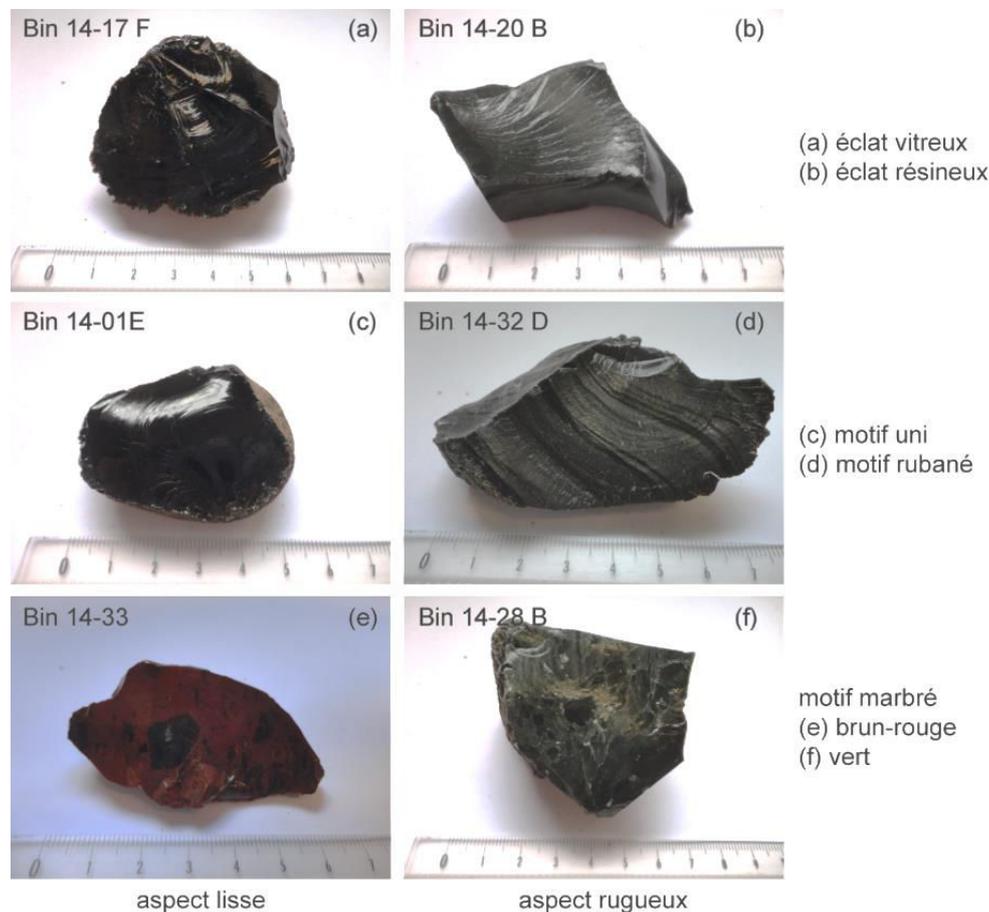


Figure 10 : Faciès macroscopique des obsidiennes de Solhan

Tous les types de faciès se rencontrent tant dans les affleurements primaires que secondaires. Aucun affleurement ne présente un type de faciès spécifique.

5.2. Microfaciès et pétrologie des obsidiennes

Sur les 110 obsidiennes échantillonnées, 31 ont fait l'objet d'une étude en lame mince. Chaque affleurement est représenté dans cette sélection. Sur les 31 lames minces d'obsidienne, 12 proviennent

d'affleurements secondaires, 13 proviennent d'affleurements primaires (sub-autochtones) des dômes (Halka tepe, Meher tepe) formant le secteur de Cemalan, 4 des affleurements primaires sub-autochtones de Zümürüt Tepe, et 2 des dépôts pyroclastiques de Kuzey Tepe et de Şeyhalan Tepe.

5.2.1. La teinte et les phénocristaux

Un premier examen à l'œil nu permet de distinguer la teinte des lames (teinte homogène ou non, ce qui peut être un marqueur de structures) ainsi que la présence de phénocristaux millimétriques. Les 31 lames observées présentent différentes teintes, six au total. La teinte la plus fréquente est incolore (13 lames sur 41), puis gris clair (11 lames), gris moyen (3 lames), gris-vert (2 lames) et enfin 1 lame brune et 1 lame verte.

Toutes les lames présentent des cristaux de feldspath sous forme de microcristaux. En revanche seules trois lames (Bin 13-40C, Bin 13-42, et Bin 13-43C) contiennent des phénocristaux de feldspath dont la taille varie entre 500 µm et 1 mm. Les deux premières obsidiennes Bin 13-40C et Bin 13-42 appartiennent à l'affleurement de Zümürüt Tepe et sont situées en bas de versant. L'échantillon Bin 13-43C provient de l'affleurement de Şeyhalan Tepe (dépôt pyroclastique).

5.2.2. Les structures

Les obsidiennes de la région de Solhan ne présentent pas une grande diversité de structures. Ces lames présentent en tout cinq types de structure : (a) rubanement rectiligne, (b) rubanement plissé, (c) rubanement avec œil de déformation, (d) fluide, (e) *glass shards*.

Le rubanement rectiligne est la structure la plus représentée (11 lames sur 31) et se trouvent dans les lames d'obsidienne échantillonnées à Cemalan (affleurements primaires sub-autochtone) et le long de l'axe Solhan-Bingöl, dans des alluvions et colluvions. Le rubanement est souvent discontinu et au contour diffus. Cependant deux lames (Bin 14-23C et Bin 14-23E), provenant d'un affleurement en situation primaire sub-autochtone de Meher Tepe (secteur de Cemalan) présentent un rubanement continu et net (fig.11a).

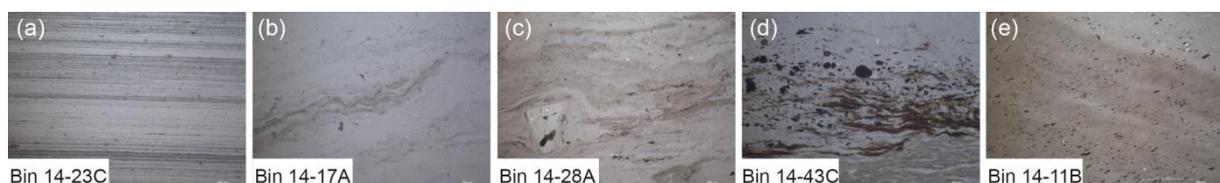


Figure 11 : Structures présentes dans les lames d'obsidienne

Le rubanement plissé est la deuxième structure la plus observée (6 lames sur 31). La structure plissée se retrouve dans les lames des obsidiennes prélevées en situation primaire à Cemalan et en situation secondaire le long de l'axe Solhan-Bingöl. Les plis sont souvent discontinus et leur contour diffus (fig.11b).

Le type de structure « rubanement avec œil de déformation » est rare puisqu'il n'apparaît qu'une fois dans une seule lame, Bin 14-28A (fig.11c). Cette obsidienne appartient au secteur de Cemalan, et plus précisément au dôme de Halka Tepe.

Les structures de type fluide (fig.11d) ne se trouvent que dans une seule lame, celle de Bin 13-43C. L'obsidienne Bin 13-43 C a été échantillonnée dans les dépôts pyroclastiques de Şeyhalan Tepe.

Enfin la structure de type *glass shards* ne se rencontre que dans deux des 31 lames minces. Ces lames sont Bin 13-43C et Bin 13-53C (fig.11e). Ces deux obsidiennes appartiennent à des dépôts pyroclastiques situés respectivement à Şeyhalan Tepe et Kozan Tepe.

5.2.3. Les microlites

Les obsidiennes de la région de Solhan présentent trois types de microlites (1) prismatique, (2) trichite aciculaire et (3) globulite. De façon générale, les lames contiennent soit une ou deux familles de microlites, très rarement les trois familles.

L'association la plus fréquente est celle représentée par les microlites prismatiques et les trichites aciculaires (fig.12a). Cette association se retrouve dans 14 lames. Treize des quatorze lames proviennent des affleurements secondaires situés le long de l'axe Solhan-Bingöl, une lame (Bin 13-41 A) provient de Zümürüt Tepe.

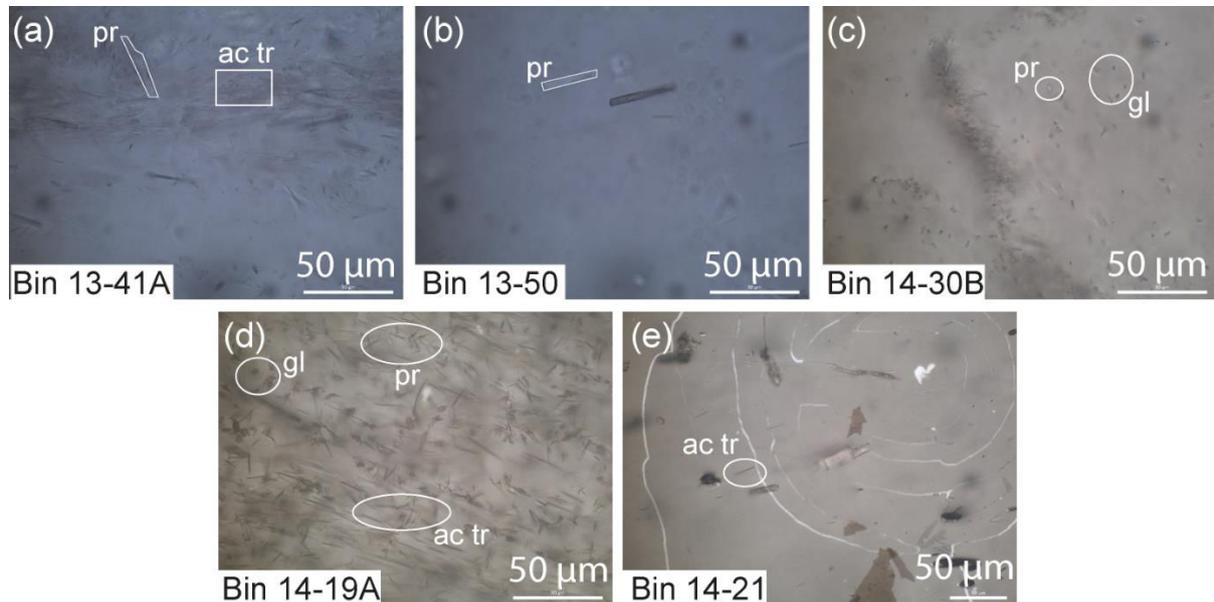


Figure 12: Association microlitiques dans les obsidiennes des affleurements primaires et secondaire de la région de Solhan ; (a) les microlites prismatiques et trichites aciculaires, (b) microlites prismatiques, (c) microlites prismatiques et globulites, (d) microlites prismatiques, trichites aciculaires et globulites, (e) trichites aciculaires

Les microlites prismatiques seuls (fig.12b) s'observent dans 9 lames minces et ne sont pas cantonnés à un seul secteur puisque les obsidiennes à microlites prismatiques appartiennent aux affleurements de Cemalan (Gürkömü Tepe et Halka Tepe), de Kozan Tepe (Bin 13-53C) et à un affleurement secondaire de l'axe Bingöl-Muş (Bin 13-50), situé près du barrage de Gulbahar.

Les microlites prismatiques associés aux globulites (fig.12c) composent la matrice d'une seule obsidienne (Bin 14-30B), attribuée à l'affleurement de Halka Tepe dans le secteur de Cemalan. Ces deux types de microlites sont associés à un troisième, les trichites aciculaires (fig.12d), dans une obsidienne de Gürkömü Tepe (secteur de Cemalan). Il s'agit de l'obsidienne Bin 14-19A.

Les lames Bin 14-21 et Bin 15-02 présentent des trichites aciculaires seules (fig.12e). La première lame appartient au secteur de Cemalan, la seconde lame est issue d'une obsidienne roulée, échantillonné dans en surface près du village de Çavuşlar (fig.2).

5.3. Minéralogie des obsidiennes

Parmi les 31 lames, 12 obsidiennes ont fait l'objet d'une analyse minéralogique par microsonde. Les obsidiennes de Solhan peuvent contenir jusqu'à quatre familles de minéraux dont les plus courants sont ceux de la famille des feldspaths alcalins. Les pyroxènes sont présents dans une moindre mesure puisque l'étude en montre la présence dans sept lames. Enfin, les amphiboles sont plus rarement présentes (3 lames). Deux lames Bin 13-40C (Bir Tepe) et Bin 13-52B (près du village d'Ağaçeli) contiennent respectivement deux et une biotite.

Les feldspaths alcalins sont présents dans toutes les lames, l'espèce dominante est la sanidine. Seule une lame Bin 13-43C (Şeyhalan Tepe), présente une autre espèce, un microcline (fig.13a). Les cristaux de sanidine vont de la centaine de microns à environ 700 µm et ne montrent pas de couronne d'altération.

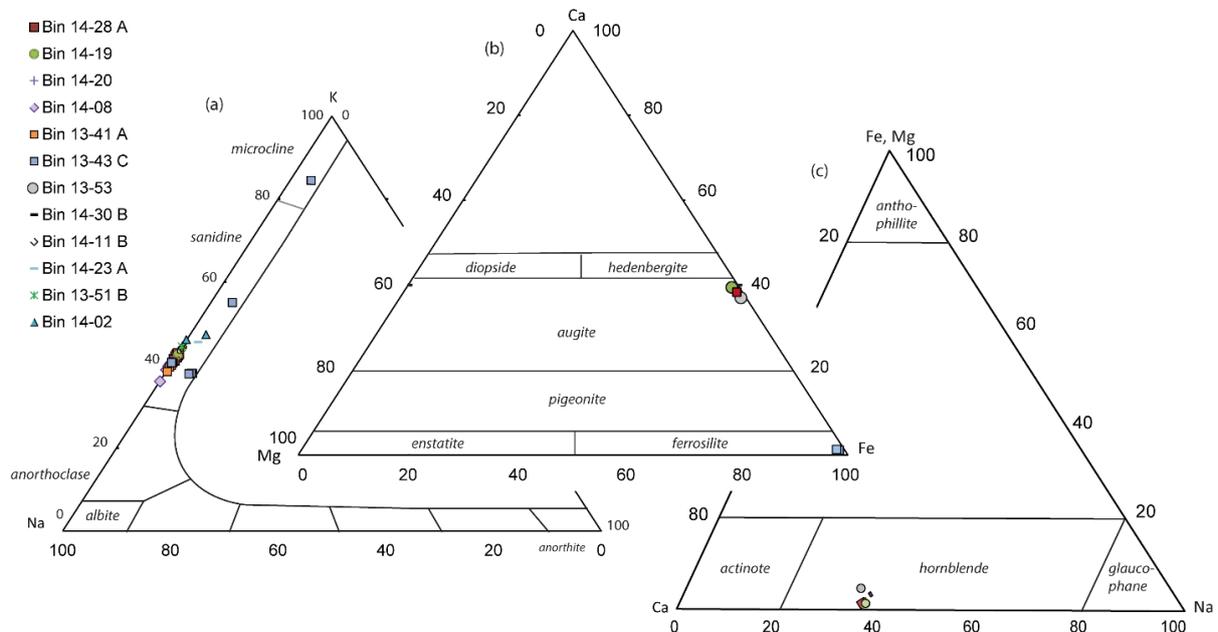


Figure 13 : Diagramme de phase ternaire de gauche à droite : (a) famille des feldspaths, (b) famille des pyroxènes, (c) famille des amphiboles

Les pyroxènes se retrouvent dans 5 des 12 lames : Bin 14-19 (Görkömu Tepe, Cemalan), Bin 14-28A et Bin 14-30 (Halka Tepe, Cemalan), Bin 13-43C (Şeyhalan Tepe), et Bin 13-53 (Kuzey Tepe). Ces pyroxènes sont de deux espèces (fig.13b) : augite (clinopyroxène) et ferrosilite (orthopyroxène). Les augites sont contenues dans les lames Bin 14-19, Bin 14-28 A appartenant respectivement aux dômes de Gürkömü tepe et Halka Tepe (district de Cemalan), et Bin 13-53 appartenant aux dépôts pyroclastiques de Şeyhalan tepe ; la ferrosilite se trouve dans la lame Bin 13-43C dont l’affleurement se trouve au pied du versant de Şeyhalan Tepe.

Quatre obsidiennes sur les 12 analysées en microsonde contiennent des amphiboles (Bin 14-19, Bin 14-28 A, Bin 14-30 et Bin 13-53). Les amphiboles analysées sont toutes des hornblendes (amphiboles calcosodiques) (fig.12c). Les obsidiennes Bin 14-19, Bin 14-28 A et Bin 14-30 proviennent du district de Cemalan, l’obsidienne Bin 13-53 de Kuzey Tepe.

Les obsidiennes du secteur de Cemalan, formé des dômes de Halka Tepe, Meher Tepe et Görkömu Tepe, présentent un assemblage minéralogique composé de sanidines (feldspath alcalin), d’augite (clinopyroxène) et d’hornblende (amphibole calcosodique).

Les obsidiennes de Kozan Tepe présentent trois familles de minéraux dont des sanidines (feldspaths alcalins), des augites (clinopyroxène) et des hornblendes (amphiboles calciques).

Les échantillons de Şeyhalan tepe contiennent de sanidines et d’anorthoclases (feldspath alcalins), et des ferrosilites (clinopyroxène) Les obsidiennes de Zümürüt tepe présentent des sanidines, des augites et des biotites.

6. Datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cinq obsidiennes appartenant à des affleurements primaires autochtones (Bin 13-43C et Bin 13-53A) et sub-autochtones (Bin 13-40C, Bin 13-41D et Bin 13-55) ont été datées par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, au LSCE. Les âges plateau obtenus pour ces cinq échantillons sont compris entre 4,61 et 4,79 Ma (tab.1), ce qui correspond au Pliocène inférieur. Ces obsidiennes affichent un âge correspondant à la dernière phase de mise en place des volcanites de Solhan, datées du Miocène supérieur-Pliocène (Yilmaz *et al.*, 1987).

Echantillon	Localisation/ dôme	Age plateau (en Ma)
Bin 13-40 C	Zümürüt tepe	4,61 ± 0,02
Bin 13-41 D		4,61 ± 0,02
Bin 13-43 C	Şeyhalan tepe	4,82 ± 0,06
Bin 13-53 A	Kuzey tepe	4,79 ± 0,06
Bin 13-55	Gürkömü tepe	4,70 ± 0,04

Tableau 1 : Age plateau pour 5 échantillons d’obsidienne prélevés dans des affleurements primaires

Les obsidiennes contenues dans les pyroclastites de Şeyhalan tepe et Kozan tepe sont les premières à s'être mises en place dans le secteur étudié. Suite à cette phase explosive, les obsidiennes associées au dôme de Gürkömü tepe se sont mises en place. Après cette phase effusive, une phase explosive a eu lieu mettant en place les obsidiennes de Zümrüt tepe. Les âges obtenus pour ces obsidiennes ainsi que leur contexte d'affleurement suggèrent une alternance de phases explosives et effusives à obsidienne d'environ 90 ka.

Les dates obtenues pour ces obsidiennes concordent avec celles obtenues pour la localité de Çavuşlar, datées à $4,62 \pm 0,23$ et $3,42 \pm 0,20$ Ma, par la méthode des traces de fission (Bigazzi *et al.*, 1994 ; 1998). Les âges obtenus sont cependant inférieurs à celui obtenu pour les obsidiennes de la localité d'Ortadüz, datées à $5,11 \pm 0,42$ Ma (Belot-Gurlet *et al.*, 1995) (fig.14).

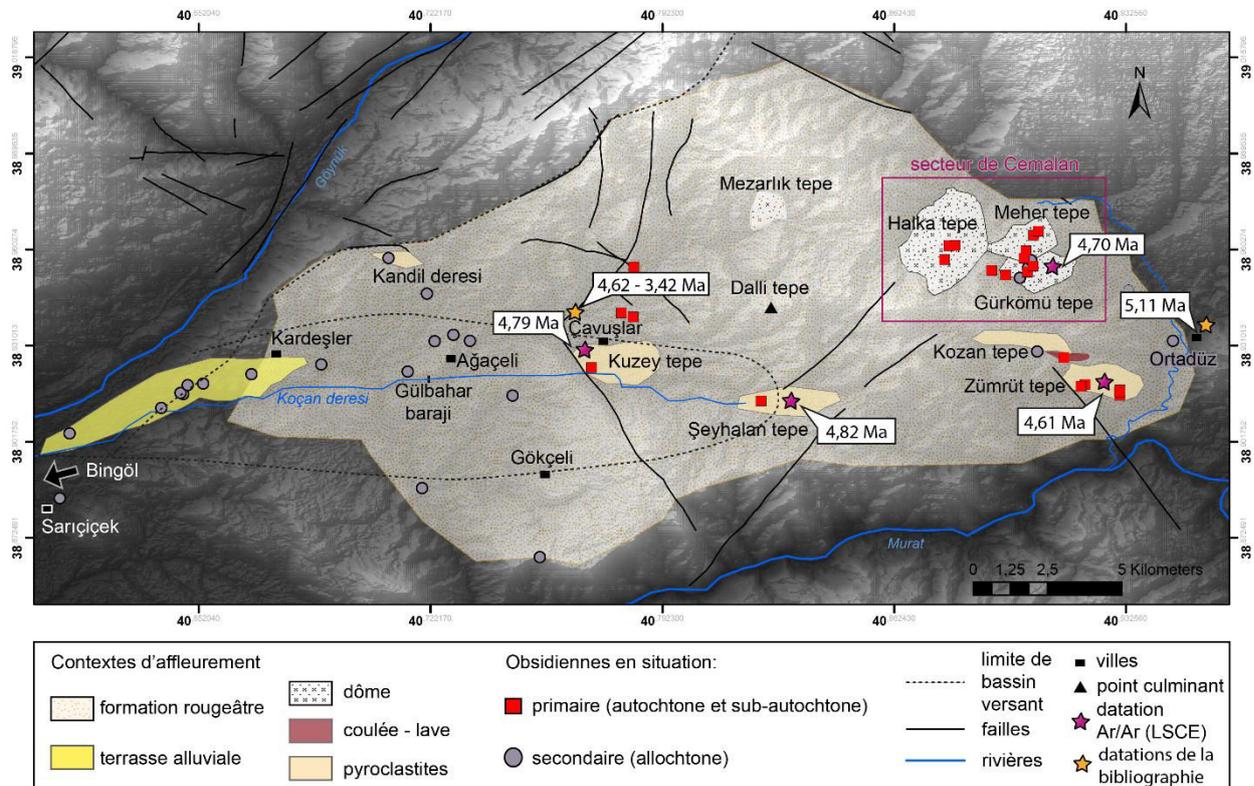


Figure 14: Carte des contextes d'affleurement des obsidiennes de la région volcanique de Solhan et datations

7. Mise en place des affleurements d'obsidienne

Peu d'indices sur le terrain permettent de remonter aux modalités de mise en place des affleurements d'obsidienne primaires. En effet, les obsidiennes affleurant sur les différents dômes forment des amas de blocs sur le versant, de tailles et formes variées, en position sub-autochtone.

En aval des dômes, sur l'axe Solhan-Bingöl, les obsidiennes en position primaire associées à de la rhyolite, forment des couches d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Ces obsidiennes semblent appartenir à une coulée.

Les obsidiennes liées aux dépôts pyroclastiques ne contiennent pas de structures de déformation, mais des structures fluides et des *glass shards*, suggérant une soudure locale des tephres. Rien n'indique si ces obsidiennes se sont formées dans les pyroclastiques auxquelles elles sont actuellement associées, ou si elles ont été arrachées à une formation antérieure.

Enfin, les obsidiennes en position secondaire présentent un aspect roulé en forme de galets de tailles centimétriques suggérant un transport d'est en ouest, et un dépôt par le réseau hydrographique, dont les terrasses alluviales affleurent entre Kardeşler et le bassin de Bingöl. Ce tronçon appartient au bassin versant de Koçan dere.

8. Caractéristiques chimiques des obsidiennes de Solhan

Les 110 obsidiennes de Solhan échantillonnées se caractérisent par une composition peralcaline (fig.15). Les obsidiennes de cette région présentent deux types de composition chimique, une composition rhyolitique (96 échantillons) et une composition rhyodacitique (14 échantillons).

Le premier groupe se compose de toutes les obsidiennes en position primaire et des obsidiennes en position secondaire provenant des affleurements proches des villages d'Ağaçeli et Gülbahar barajı. Le second groupe se compose uniquement d'obsidiennes en position secondaire qui proviennent des affleurements d'Ortadüz et des affleurements proches des villages de Gökçeli et de Sarıççek (fig.2). Les obsidiennes en position secondaire près du village de Kardeşler se répartissent dans les deux groupes.

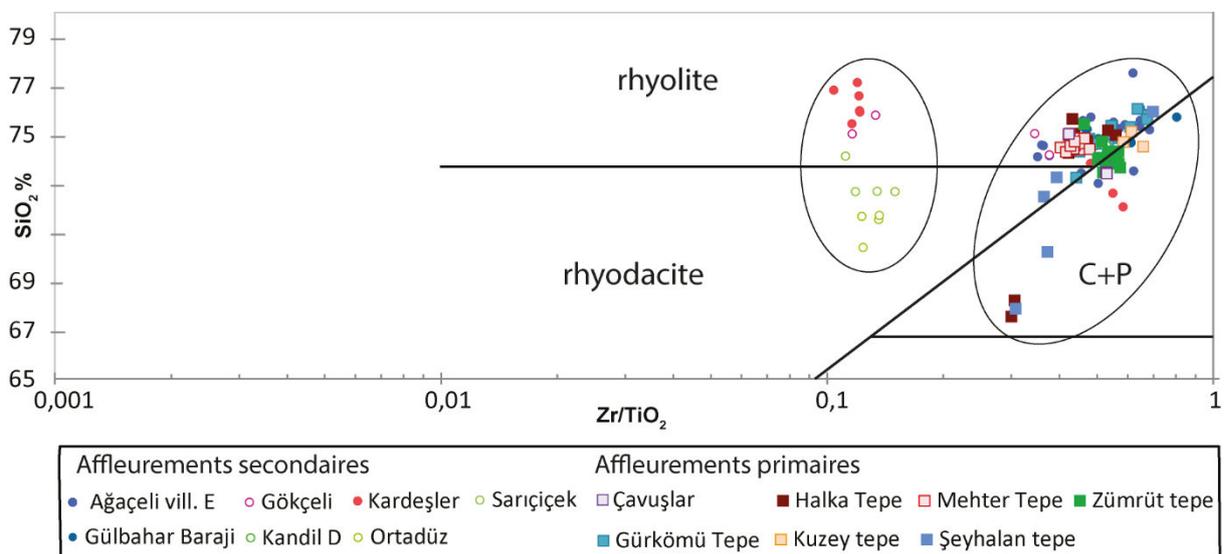


Figure 15 : Diagramme binaire SiO₂ vs Zr/TiO₂ d'après Winchester et Floyd (1977) sur la nature des 110 obsidiennes de Solhan échantillonnées. Analyses au laboratoire IRAMAT (Orléans)

8.1. Spidergrammes

Le spidergramme normalisé à la croûte continentale (Wedepohl, 1995) présenté en figure 16 est donnée pour la moyenne des compositions chimiques pour toutes les obsidiennes par affleurement. La

représentation graphique comprend les affleurements primaires et secondaires, identifiés par le nom de la localité la plus proche de l'affleurement. Deux groupes de courbes apparaissent : d'une part un groupe composé des moyennes des obsidiennes des affleurements de Cemalan (Halka Tepe, Meher Tepe, et Gürkömü tepe), de Zümrüt Tepe, Şeyhalan tepe, Kuzey Tepe, et des affleurements secondaires situés le long de l'axe Solhan-Bingöl ; d'autre part les obsidiennes de Kandil dere forment le second groupe.

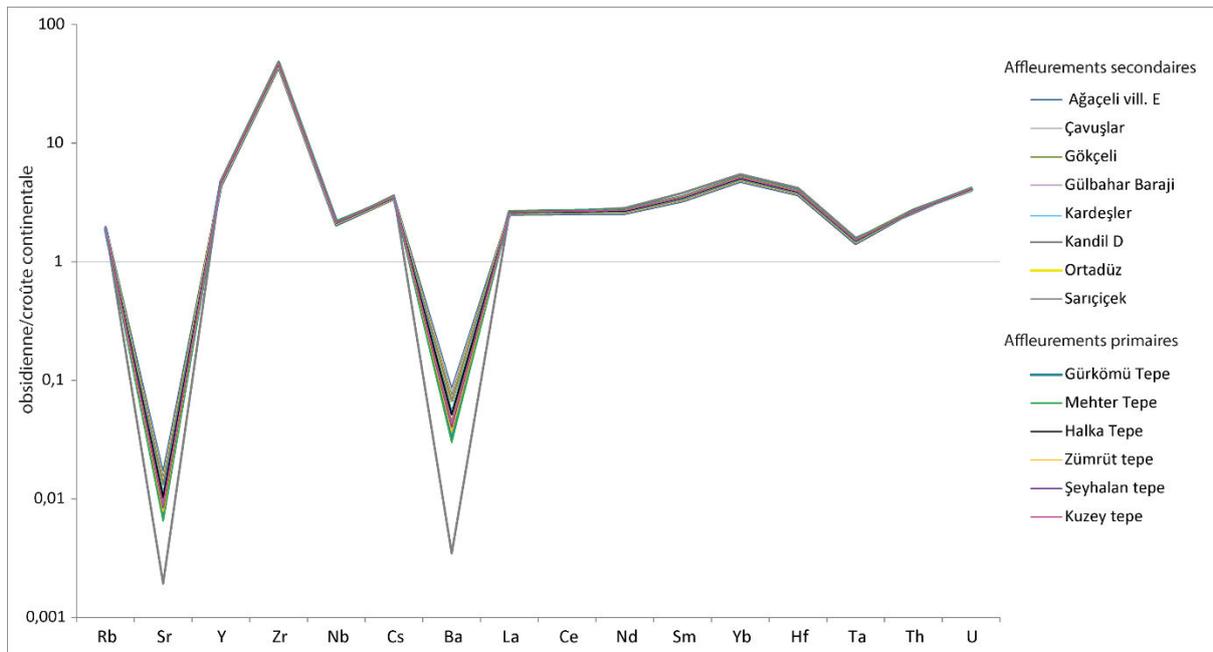


Figure 16 : Spidergramme de la moyenne des compositions chimiques des obsidiennes par affleurements (d'après Wedepohl, 1995). Cf carte localisation des échantillons (fig.2)

Les deux groupes présentent des courbes au comportement similaire, avec un enrichissement en zirconium (Zr) et un déficit en strontium (Sr) et baryum (Ba). Ces deux derniers éléments sont les plus discriminants. Dans une moindre mesure les éléments allant du néodyme (Nd) au tantale (Ta) différencient les deux groupes de courbes.

8.2. Relation chimique entre affleurements primaire et secondaire

Une analyse discriminante sur les compositions élémentaires permet d'attribuer les obsidiennes des affleurements secondaires aux affleurements d'obsidienne primaires, en regroupant les obsidiennes dont la chimie est proche. L'analyse en fonction discriminante donne quatre groupes distincts (fig.16) sur les axes F1, F2 et F3.

Le premier groupe se compose des obsidiennes des affleurements primaires et de quelques affleurements secondaires qui sont les affleurements de Gülbahar Barajı et d'Ağaçeli (fig.17). Deux échantillons provenant de l'affleurement de Gökçeli ainsi qu'une obsidienne provenant d'Ortadüz appartiennent à ce groupe (fig.16). Le second groupe comprend les obsidiennes de Kardeşler et deux obsidiennes de l'affleurement de Gökçeli (fig.17). Le troisième groupe se compose des obsidiennes

des affleurements de Sançıçek (bordure orientale du bassin de Bingöl) et d'Ortadüz (vallée de Solhan). Enfin, le quatrième groupe est représenté par les obsidiennes des affleurements Çavuşlar (fig.17).

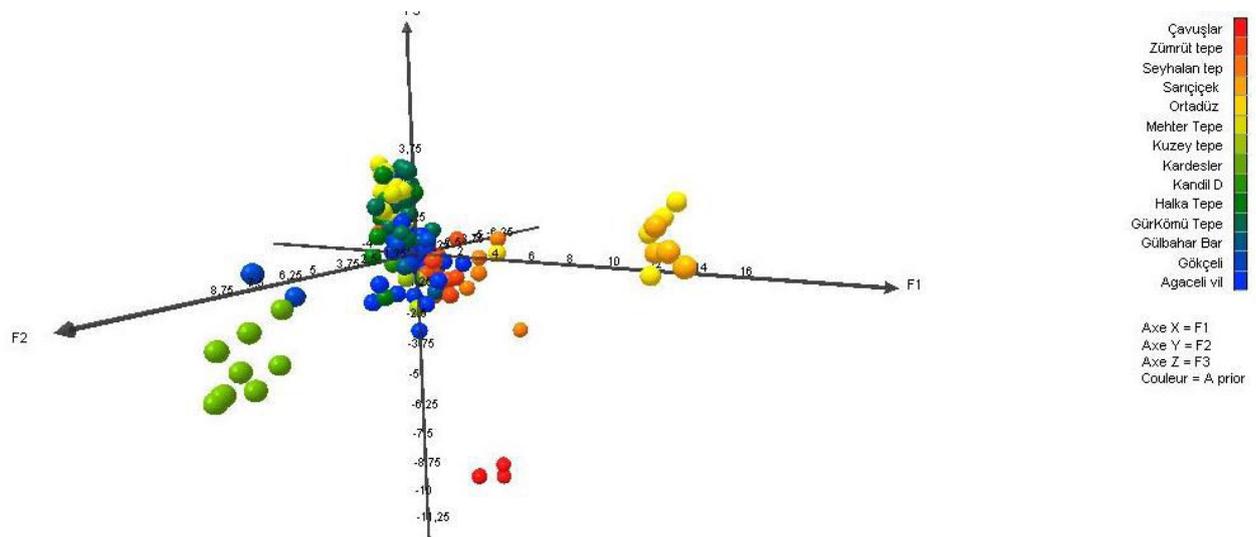


Figure 17: Représentation graphique des axes F1, F2 et F3 de l'AFD fondée sur la composition chimique des obsidiennes de Solhan

Les obsidiennes provenant des dômes du secteur de Cemalan sont très proches et regroupées entre les valeurs 1,5 et 3,5 de l'axe F3. Les obsidiennes des affleurements de Zümrüt tepe, Şeyhalan tepe et Kuzey tepe présentent des valeurs négatives sur l'axe F3. Il existe donc une distinction entre ces deux sous-groupes du premier groupe permettant de discriminer les obsidiennes du secteur de Cemalan des obsidiennes provenant des autres affleurements primaires.

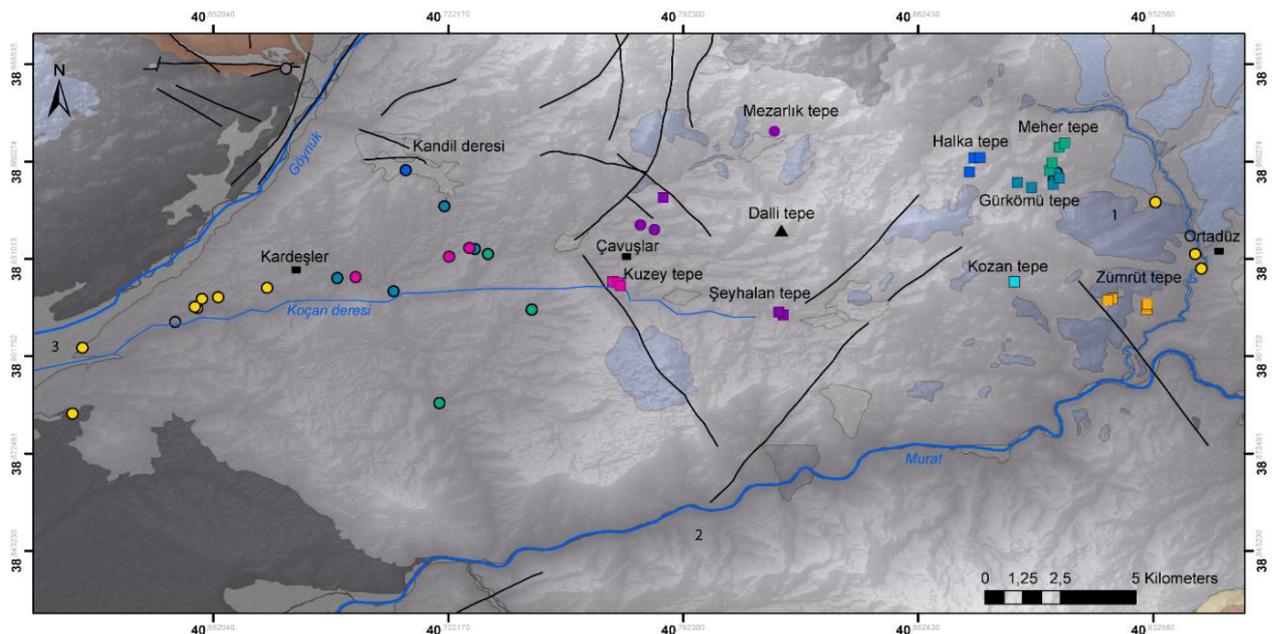


Figure 18 : Carte des attributions des obsidiennes des affleurements secondaires aux affleurements d'obsidienne primaires. Fond de carte géologique MTA, 1= basalte Miocène, 2= roches intermédiaires à acide (Miocène supérieur), 3= alluvion Quaternaire. - Carrés = obsidiennes autochtones et sub-autochtones, cercles = obsidiennes allochtones. Les couleurs représentent une même affinité chimique

Les obsidiennes provenant des affleurements de Gulbahar Barajı et une partie de celles d'Ağaçeli sont issues du dôme de Gürkömü tepe. Les autres obsidiennes de l'affleurement d'Ağaçeli sont issues du dôme d'Halka tepe, et des pyroclastites de Zümrüt tepe et de Kuzey tepe. Les obsidiennes de l'affleurement de Gökçeli sont issues des dômes de Gürkömü tepe et de Meher tepe (fig.18). Certaines obsidiennes d'affleurements secondaires ne trouvent pas de concordance avec des affleurements primaires. Ces obsidiennes proviendraient d'affleurements primaires non identifiés à ce jour.

L'attribution de lieu de mise en place à des obsidiennes en position secondaire permet de tracer leur mobilité, et de marquer l'évolution du paysage. La région de Solhan présente des affleurements primaires, lieu de formation des obsidiennes à l'est, et des dépôts secondaires à l'ouest. Les obsidiennes ont donc été transportées de l'est vers l'ouest, d'une part dans la formation rougeâtre qui nappe une grande partie de la région, et d'autre part dans les alluvions déposées par le réseau hydrographique.

Conclusion

La région de Solhan présente une morphologie évoluée. C'est la région volcanique la plus ancienne des régions étudiées ici. C'est aussi une région tectoniquement très active depuis le Miocène-Pliocène, puisqu'elle est encadrée par deux bassins en pull-apart : le bassin de Muş au sud-est et le bassin de Bingöl au sud-ouest (fig.1). La limite occidentale de la région est bordée par le tronçon Kalıova-Bingöl (vallée du Göynük) appartenant à la zone de faille est-anatolienne. La région est parcourue de failles actives d'orientation N-S. La grande proximité géochimique des obsidiennes du secteur de Cemalan suggère que les dômes de ce secteur peuvent être soit le produit d'un cumulodôme soit un seul dôme-coulée que les processus externes auraient modelé en trois monts individualisés. L'âge des terrains et la tectonique active ont gommé certains éléments structuraux comme la morphologie initiale des dômes. Une étude pluridisciplinaire en tectonique, volcanologie, sédimentologie, stratigraphie et géomorphologie permettrait une reconstitution régionale plus aboutie.

Les affleurements de la région de Solhan ne permettent pas de reconstituer les modalités de mise en place des obsidiennes. Néanmoins, les affleurements primaires (autochtones et sub-autochtones) sont localisés à l'est de la région de Solhan et associés aux dômes. Ces dômes, au nombre de trois (Halka tepe, Meher tepe et Gürkömü tepe) sont alignés selon un axe N-S qui correspond à un accident tectonique crustal. Les affleurements secondaires se situent au-delà du village de Çavuşlar, vers l'ouest. Les obsidiennes y sont associées à des alluvions et des colluvions. La formation rougeâtre contient des obsidiennes en blocs et nappe une grande partie de la région de Solhan. Cependant, cette formation ne contient pas toujours des obsidiennes, ce qui est notamment le cas sur Mezarlık tepe, dans le nord de la région. Cette formation rougeâtre est issue d'un transport en nappe de couverture,

contenant souvent des obsidiennes (du fragment centimétrique au bloc pluricentimétriques), qui présentent un cortex et des cupules issues de l'altération ou témoignant de chocs mécaniques.

Les analyses chimiques et statistiques permettent l'attribution des obsidiennes des affleurements secondaires, aux affleurements primaires où elles se sont formées. L'attribution par les fonctions discriminantes met en avant une prédominance des obsidiennes du secteur de Cemalan dans les affleurements secondaires. Un ensemble d'obsidiennes provenant des affleurements secondaires de Sançicek, Kardeşler et Ortadüz ne trouve pas d'affiliation avec les affleurements primaires connus. Il apparaît donc que tous les affleurements primaires ne sont pas connus dans la région. Cette région montagneuse semble compter plusieurs autres *tepe* ou monts (Aptal Tepe, Bir Tepe, Kolan Tepe, Dalli Tepe, Ban Tepe) qui pourraient être autant de dômes à obsidienne et d'où pourraient provenir les obsidiennes sans attribution. Nous n'avons malheureusement pas pu vérifier la nature de ces *tepe* en raison de contraintes liés à la durée des missions de terrain.

Chapitre 11 – Le massif d’Alatepe dans la région volcanique de Bingöl

Introduction

La région d’Alatepe se situe à l’ouest de la vallée du Göynük. Cette vallée appartient au premier segment de la faille est-anatolienne : le tronçon Karlıova-Bingöl. Cette zone de faille marque la limite occidentale de l’Anatolie orientale. Des dômes et dôme-coulées s’étendent le long de cette zone de failles transformantes, orientée NE-SO. Poidevin (1998) recense les gisements d’obsidienne identifiés dans cette région par Cauvin *et al.*, (1986). Il s’agit du sud vers le nord d’Arçük, d’Alatepe et de Çatak (fig.1). Les obsidiennes de Çatak sont datées à $6,06 \pm 0,44$ Ma, par la méthode des traces de fission (Bellot-Gurlet *et al.*, 1995). D’après Poidevin (1998) les obsidiennes de Çatak affleurent dans des alluvions ou en dépôt de versant « il s’agit de gisements secondaires et les gisements primaires mériteraient d’être recherchés ». Les affleurements d’obsidienne d’Arçük et d’Alatepe sont des affleurements primaires associés à des dômes et des dôme-coulées.

Les études archéologiques menées sur différents sites du Proche-Orient, tels que Arpachiyah (Iraq), Körtik Tepe (SE Turquie), East Chia Sabz (Iran), Labwe Sud (Liban), Tell Aswad et Qdeir (Syrie) attestent de la présence d’artefacts en obsidienne attribués à la région d’Alatepe et nommé d’après son groupe géochimique Bingöl B (Chataigner *et al.*, 1998 ; Carter *et al.*, 2013 ; Campbell, 2013 ; Darabi et Glascock, 2013 ; Orange *et al.*, 2013 ; Khalidi *et al.*, 2014). Dans la littérature le terme de Bingöl B désigne un groupe géochimique qui regroupe toutes les obsidiennes identifiées dans la région d’Alatepe. Nous préférons utiliser ici le terme d’Alatepe qui précise leur région de mise en place. En outre, dans cette région, il existe plusieurs affleurements d’obsidienne associés à différents dômes. Or, nous cherchons à savoir si pour chaque affleurement il existe une différence chimique permettant de discriminer les obsidiennes, objectif qui nécessite une localisation rigoureuse des affleurements.

Cette quatrième région étudiée revêt un intérêt d’une part par son contexte géodynamique, zone transformante à composante normale. Ce contexte constitue le troisième type de contextes (compression, extension, décrochement) dans lequel se mettent en place les formations d’obsidienne. D’autre part, le peu de connaissances sur les affleurements primaires de cette région (caractéristiques physiques et chimiques, mises en place) incite à pousser les investigations dans cette région, d’autant que plusieurs sites archéologiques présentent un certain nombre d’artefacts en obsidienne provenant de cette aire géographique.

Ce chapitre aborde dans les deux premières parties le contexte géologique et l’origine du magma de la région volcanique d’Alatepe, dans une troisième partie, les affleurements d’obsidienne sont identifiés et décrits. La troisième partie est consacrée aux caractéristiques physiques des obsidiennes et à leur mode de mise en place. Enfin, une dernière partie s’intéresse à la géochimie de ces obsidiennes.

1. Géologie de la région d'Alatepe

Peu d'étude existe concernant la géologie régionale d'Alatepe. Les études menées dans cette région concernent la tectonique (Şaroğlu *et al.*, 1992 ; Dunam et Emre, 2013). Les études volcanologiques sur la région sont quasi inexistantes, Yılmaz *et al.*, (1987), Güner et Şaroğlu (1987) évoquent la nature volcanique des terrains qu'ils appellent formation de Solhan. Cette formation est datée entre 7,3 et 4,1 Ma et les obsidiennes de la région sont datées à 6 Ma par la méthode des traces de fission (Bigazzi *et al.*, 1994 ; Bellot-Gurlet *et al.*, 1995).

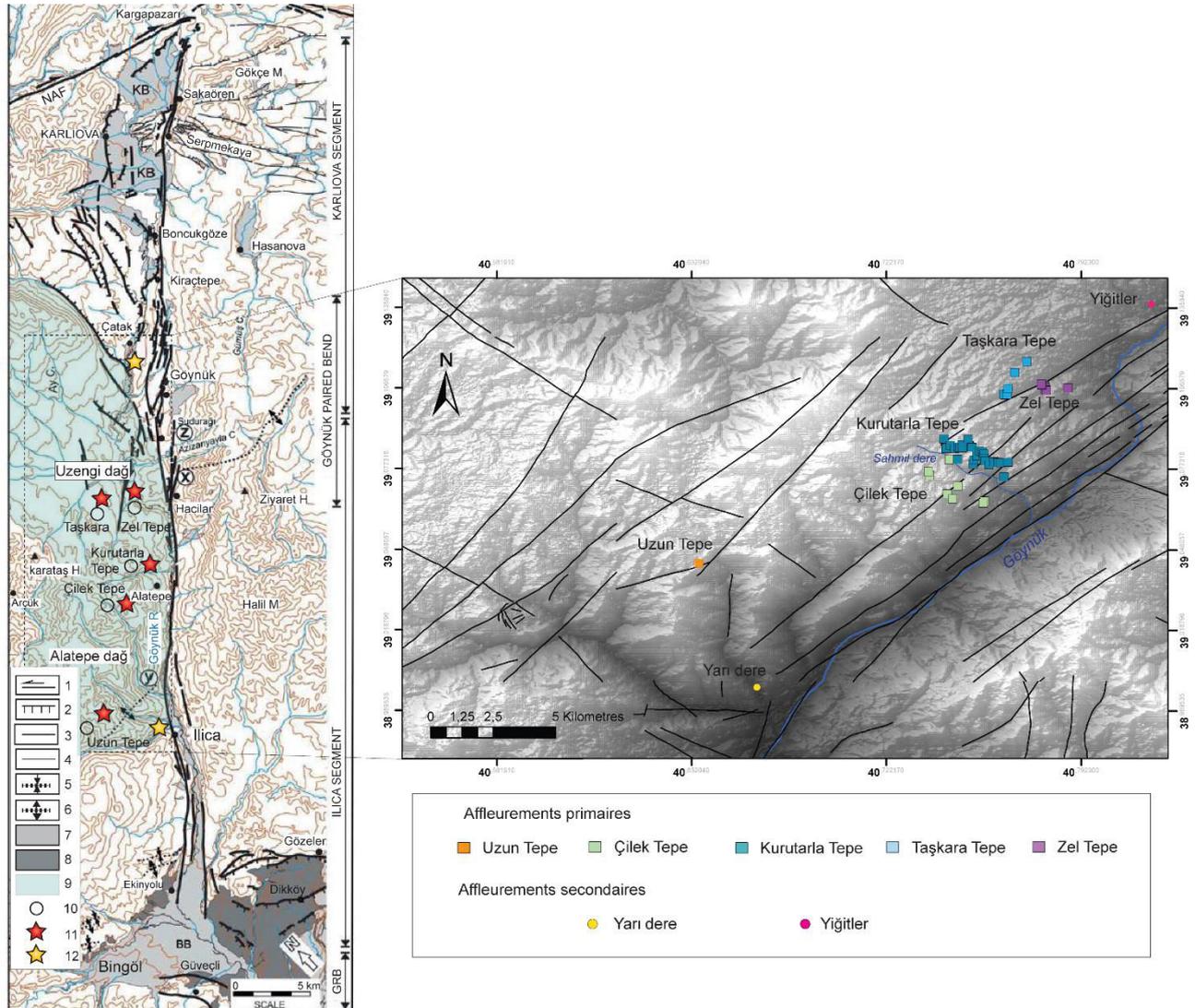


Figure 22: Localisation des dômes et des affleurements d'obsidienne dans le contexte tectonique local (carte tectonique d'après Duman et Emre, 2013). 1- faille décrochante dextre, 2- faille normale, 3- faille principale, 4- faille secondaire, 5- synclinal, 6- anticlinal, 7- dépôts Holocène non différenciés, 8- dépôts Quaternaire non différenciés, 9- massif d'Alatepe, 10- dômes, 11- affleurements d'obsidienne primaire, 12- affleurements d'obsidienne secondaire

La formation de Solhan s'est constituée en trois phases (Yılmaz *et al.*, 1987) décrites dans le chapitre précédent portant sur la région volcanique de Solhan.

1.1. Contexte géologique locale

La zone d'étude correspond au second segment du tronçon Karlıova-Bingöl défini par Duman et Emre (2013). Ce segment s'étend du sud de la ville de Çatak au nord du bassin de Bingöl (segment Ilica) et de la vallée du Göynük au village d'Arçük, à l'ouest (fig.1).

La zone de failles traverse les montagnes d'Alatepe et expose des travertins associés à des sources d'eau chaude, près de la ville d'Ilica (Dunam et Emre, 2013). La faille recoupe des roches métamorphiques du Paléozoïque ainsi que des roches volcano-sédimentaires datées du Mio-Pliocène et du Quaternaire, incluant les travertins et les alluvions (Güner et Şaroğlu, 1987 ; Dunam et Emre, 2013). La séquence volcanique se compose de roches indifférenciées entre Bingöl et Hacılar.

1.2. Morphologie du paysage actuel

Le massif d'Alatepe forme la partie occidentale de la vallée du Göynük. Il est formé par des produits volcaniques d'âge Pliocène à Quaternaire. Les produits volcaniques les plus répandus sont essentiellement des basaltes et des andésites concomitants à l'ouverture de la faille du Göynük (Şengör *et al.*, 1985 ; Hempton, 1987 ; Emre et Duman, 2007).



Figure 2 : Vue vers le sud, sur les montagnes d'Alatepe depuis Kurutarla tepe

Les lignes de crête, alignées selon un axe NE-SO (fig.1), correspondent à des dômes, dôme-coulées, ou de dômes emboîtés dont les pentes abruptes sont affectées par des failles. Les vallées entre ces structures sont encaissées (fig.2).

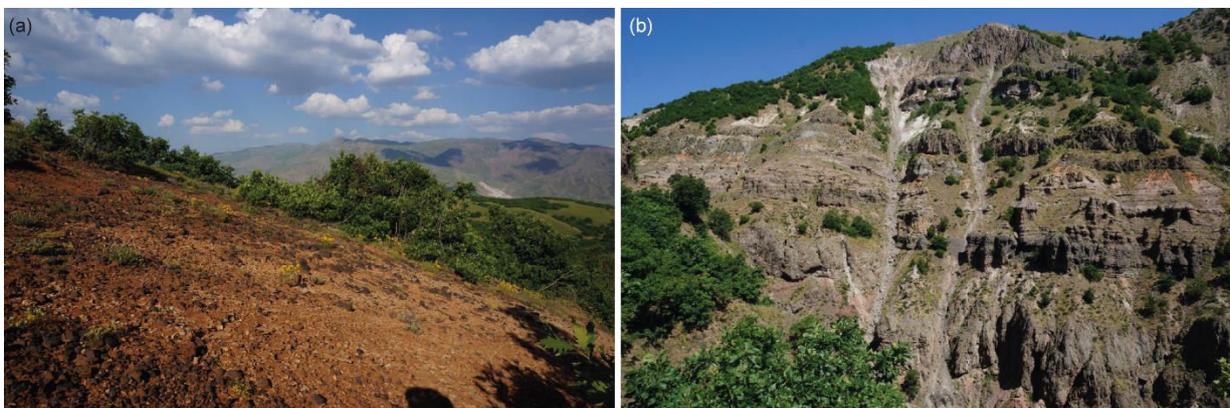


Figure 3 : (a) volcano-stratigraphie du dôme du Kurutarla tepe (b) formation d'altérites brun-rouge sur le versant est de Kurutarla tepe

Les roches formant ces structures en dôme sont de teinte claire (de blanc à gris clair) et peuvent revêtir une patine rougeâtre (fig.3a). Il s'agit de pyroclastites surmontant des laves andésitiques et basaltiques. Sur le flanc sud du Kurlutarla Tepe, des couches de pyroclastiques soudées, plus résistantes, forment des saillies par rapport aux pyroclastites moins résistantes (fig.3b).

2. Origine du magma

Selon Güner et Şaroğlu (1987), les produits volcaniques de la région d'Alatepe appartiennent à la formation de Solhan, datée du Mio-Pliocène. D'après ces auteurs, l'origine du magma serait la même pour les montagnes de la région d'Alatepe et celles de Solhan, soit une origine crustale. Néanmoins, les études précédentes (*in* Cauvin *et al.*, 1998) portant sur les obsidiennes de ces deux régions attestent d'une chimie différente. En effet, les obsidiennes de la région de Solhan présentent une affinité peralcaline alors que celles de la région d'Alatepe présentent une affinité calcalcaline (Poidevin, 1998).

3. Les affleurements d'obsidienne

Les affleurements d'obsidienne de la région d'Alatepe sont essentiellement des affleurements primaires sub-autochtones (structure démantelée sur le versant et dépôt de versant), il existe cependant quelques affleurements en situation primaires autochtones et de rares affleurements en situation secondaires ou allochtones (fig.1).

Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons à cinq dômes : Uzun Tepe, Çilek Tepe, Kurutarla Tepe, Taşkara Tepe et Zel Tepe. A ces dômes s'ajoutent deux obsidiennes prélevées en situation secondaire situées respectivement au sud et au nord du massif d'Alatepe. Il s'agit des échantillons Bin 14-33 et Bin 13-45B.

3.1. Les affleurements du massif d'Alatepe

3.1.1. Les dômes du sud de la région volcanique d'Alatepe

Les affleurements d'obsidienne de Çilek tepe

Le dôme de Çilek tepe atteint une altitude maximale de 1909 m. Il se compose de deux replats et d'un sommet en dépression (dépression sommitale) égueulé vers le sud-est. Les replats font face à la vallée du Göynük (fig.4a). Le premier replat (replat inférieur) où se situe le village d'Alatepe, se trouve à une altitude de 1550 m, le second replat est à une altitude d'environ 1663 m (fig.4b). La dépression sommitale se situe à une altitude de 1805 m. les obsidiennes en blocs affleurent abondamment au niveau de cette dépression plus ou moins circulaire (fig.4c) et de façon plus ponctuelle au niveau des replats.

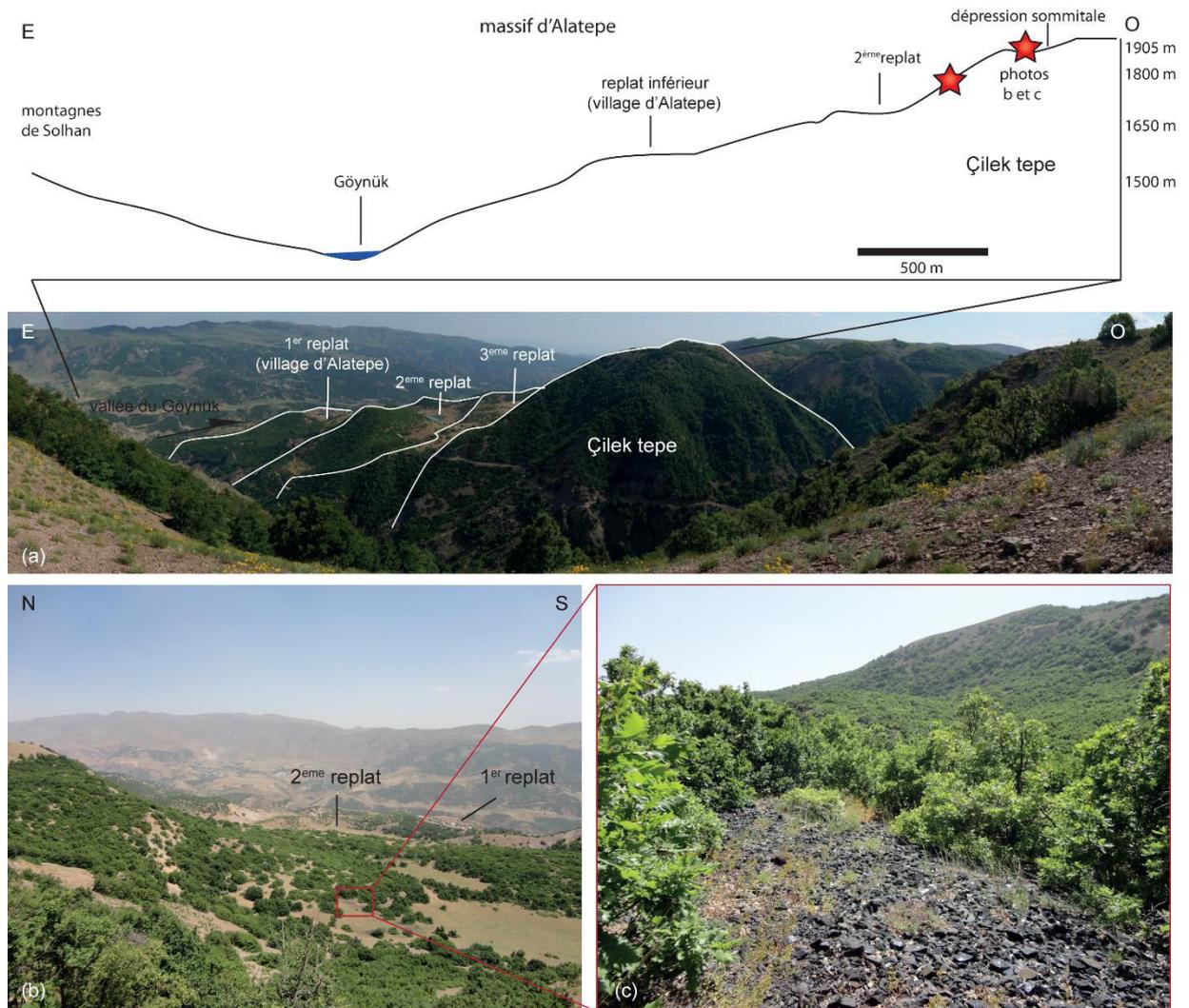


Figure 4 : (a) morphologie de Çilek tepe, (b) vu sur le cratère égueulé, (c) patch d'obsidienne

Les premières obsidiennes affleurent dans un dépôt pyroclastique situé au niveau du second replat. Les obsidiennes se présentent sous forme de fragments de 5 cm ou moins de grand axe, en surface et *in situ* dans des pyroclastites. Ces pyroclastites sont surmontées par des bancs de rhyolites. Entre les pyroclastites et les bancs de rhyolite, les obsidiennes affleurent en bloc d'une dizaine de centimètres de grand axe.

Le second affleurement d'obsidienne est localisé au niveau de la dépression sommitale. Les obsidiennes affleurent en blocs pluricentimétriques regroupés en patchs plus ou moins circulaires sur le fond de la dépression (fig.5). Le diamètre des blocs décroît du centre du patch vers sa périphérie. Des obsidiennes en blocs sont observées le long des murs de la dépression sommitale. Les obsidiennes apparaissent toujours regroupées. Des rhyolites en blocs et en fragments recouvrent le versant interne nord. Aucune obsidienne en position autochtone, associée à une structure, n'a été observée.



Figure 5 : (a) affleurements d'obsidienne en "patch" dans le cratère de Çilek tepe, (b) obsidiennes affleurant en dépôt de versant (mur ouest du cratère, Çilek tepe)

Plus rarement des obsidiennes affleurent sur le versant occidental du dôme. Ces obsidiennes ont un grand axe compris entre 3 et 15 cm et sont associées à un dépôt pyroclastique gris rosé à beige rosé (fig.6).



Figure 6 : Obsidienne en bloc et en fragments dans un dépôt pyroclastique altéré

Les obsidiennes associées au dôme d'Uzun Tepe

Le dôme d'Uzun Tepe se situe au sud du massif d'Alatepe. Très peu d'obsidiennes sont associées à ce dôme. Les rares obsidiennes affleurent sporadiquement en situation sub-autochtone, sur le sommet de ce relief.

Nous avons prélevé deux échantillons correspondant à deux fragments d'obsidienne Bin 14-03 et Bin 14-04. Leur grand axe mesure respectivement environ 3 et 4 cm.

3.1.2. Les dômes du nord de la région volcanique d'Alatepe

Quatre dômes se situent au nord du ruisseau Sahmil dere qui marque la limite entre les dômes d'Alatepe d'une part et, d'autre part ceux apparentés aux montagnes d'Uzengi. Les dômes de Kurutarla et Zel Tepe sont alignés selon un axe SO-NE. Les dômes de Seçik Tepe et Taşkara Tepe sont aussi alignés selon cet axe et sont parallèles aux deux premiers dômes (fig.7). Seçik Tepe n'a pas fait partie des terrains d'investigation et n'est donc pas présenté dans ce travail.

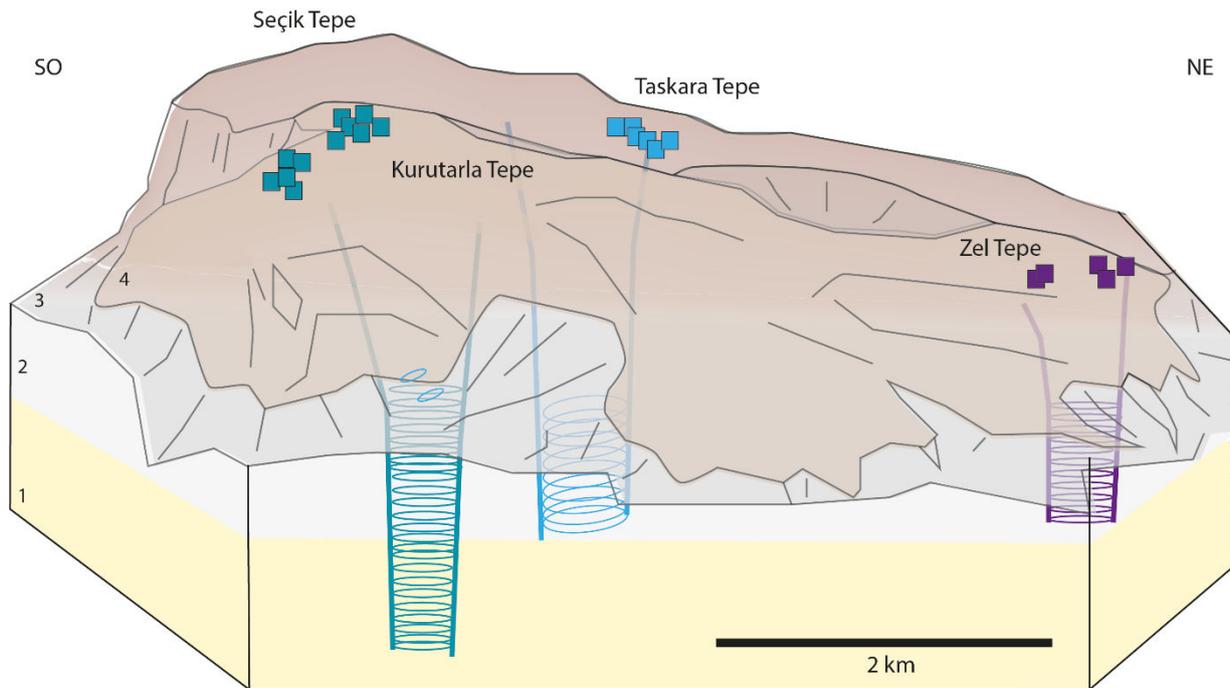


Figure 23: Bloc diagramme schématique des dômes des montagnes d'Uzengi (nord de la région volcanique d'Alatepe): Kurutarla Tepe, Zel Tepe, Seçik Tepe et taskara Tepe. 1 : Calcaire Miocène ; 2 : volcanites de Solhan ; 3 : Pyroclastites associés à la mise en place des dômes ; 4 : dômes rhyolitiques. En carré les échantillons associés à leur dôme. L'épaisseur des couches géologiques est nettement exagérée.

Les affleurements de Kurutarla tepe

Kurutarla Tepe est un dôme-coulée avec des pentes abruptes au sud et des versants relativement doux au nord et au nord-est. Le versant sud laisse apparaître une succession volcano-stratigraphique depuis le fond du talweg jusqu'au sommet, dans laquelle se superposent des pyroclastites (formant des couches d'épaisseur importante) et des couches d'ignimbrite soudée, dont l'épaisseur ne semble pas dépasser 10 m (fig.8). Certains niveaux prennent une teinte brun-rouge suggérant une altération de ces niveaux. Cette même teinte se retrouve jusqu'au sommet de l'escarpement. Ce versant sud présente des failles normales avec un rejet métrique.



Figure 8 : Versant sud de Kurutarla tepe

Les obsidiennes affleurent en surface, en position sub-autochtone, essentiellement sur le sommet et versants du dôme chapeautant l'escarpement. Les obsidiennes sont soit des fragments de quelques centimètres soit des blocs de 10 à 20 cm. Les obsidiennes en blocs (grand axe supérieur à 5 cm) forment souvent un ensemble homogène en patch, ce qui n'est pas le cas des fragments d'obsidienne qui affleurent de façon éparse. Les obsidiennes du sommet sont associées à une formation altérée brun-rouge (fig.9).



Figure 9 : Obsidienne en surface (sub-autochtone) associées à une formation d'altération brun-rouge (Kurutarla tepe)

Les affleurements de Taşkara tepe.

Taşkara Tepe s'élève à 1896 m environ et semble appartenir à un ensemble plus vaste de reliefs, dominés par Seçik Tepe, au sud-ouest, qui culmine à 2099 m. La topographie suggère que Taşkara Tepe correspond à un lobe terminale d'une coulée issue de Seçik Tepe (fig.9). Les versants sud-est et est présentent des pentes abruptes donnant sur le ruisseau Sahmil qui rejoint le Göynük plus au nord (fig.9). Les versants nord et ouest présentent des pentes douces.

Les obsidiennes, associées à aucune structure de mise en place, affleurent en contexte sub-autochtone. Elles affleurent en amont du relief (fig.10a) sous forme de blocs de plusieurs dizaines de centimètres, de forme anguleuse. Ces blocs sont concentrés en un même endroit où ils forment une « langue » le

long du versant entre 1816 et 1801 m, interrompue sporadiquement par des arbres et des arbustes (fig.10b). D'après les informations données par les habitants du village de Meşeli (situé au pied NE de Taşkara Tepe), cette formation à obsidienne mesurerait au moins 3 m d'épaisseur. Sur le versant nord entre 1738 et 1783 m, les obsidiennes affleurent en surface sans organisation particulière. Ces obsidiennes sont des fragments dont le grand axe est inférieur à 5 cm. Certaines des obsidiennes en blocs anguleux situées en surface et sub-surface (environ 50 cm de profondeur) présentent des fractures (fig.10c) plus ou moins profondes (de 1/3 à la moitié de l'épaisseur du bloc).



Figure 10 : (a) langue d'obsidienne sur le versant sud-est de Taşkara tepe, (b) largeur de la langue d'obsidienne, (c) bloc d'obsidienne anguleux et fracturé

Les affleurements de Zel tepe

Zel Tepe se situe sur la rive droite du ruisseau Sahmil, au nord de Taşkara Tepe, et s'élève à une altitude de 1718 m. Zel Tepe se trouve dans le prolongement SO-NE de Kurutarla Tepe, parallèle à la vallée du Göynük. Topographiquement ce dôme forme un relief très bas en altitude (fig.7) Son versant nord-ouest présente une pente abrupte contrairement aux autres versants, plus doux.

Zel Tepe présente trois types d'affleurements d'obsidienne. Le premier se situe sur le versant nord-ouest à une altitude de 1691 m. Il se présente sous la forme d'un banc d'environ 25 cm d'épaisseur, avec un pendage conforme à la pente (fig.11).



Figure 11 : Banc d'obsidienne en bas de versant de Zel tepe

Vers le sommet du dôme, les obsidiennes affleurent en blocs de 10 à 15 cm de grand axe. Leur taille décroît de l'aval vers l'amont du versant. Au sommet du versant les obsidiennes sont présentes sous forme de fragments épars dont la longueur est inférieure à 5 cm environ (fig.12a). L'affleurement en blocs et fragments représente le deuxième type d'affleurement.



Figure 12 : (a) obsidienne en bloc sur versant (Zel tepe), (b) obsidienne en galet dans des alluvions (Zel tepe)

Le troisième type d'affleurement est allochtone puisqu'il s'agit de galets d'obsidienne pris dans des alluvions d'un cours d'eau saisonnier le long du flanc oriental de Zel Tepe (fig.12b).

3.2. Les obsidiennes allochtones

L'obsidienne allochtone de Yarı dere

Très en aval du dôme d'Uzun Tepe, dans le lit d'un petit affluent de rive droite du Göynük, Yarı dere, nous avons prélevé un fragment d'obsidienne remanié de 2,6 cm de long. Ce petit fragment d'obsidienne est le seul échantillon allochtone recensé dans le sud du massif d'Alatepe. Il constitue une rareté dans le ruisseau dans lequel il a été prélevé. Le Yarı dere prend sa source à l'ouest du dôme d'Uzun tepe, dans les reliefs de Kur Tepe situé à environ 9 km du lieu de prélèvement de l'échantillon Bin 14-33 (fig.1).

L'obsidienne allochtone de Yiğitler

Au nord du massif d'Alatepe, près du village de Yiğitler, nous avons prélevé deux obsidiennes en surface d'un dépôt alluvial, en position secondaires. Il s'agit des échantillons Bin 13-45A et B. Ces obsidiennes sont des fragments dont le grand axe mesure environ 5 cm.

4. Caractéristiques des obsidiennes d'Alatepe

Les caractéristiques physiques des obsidiennes de la région d'Alatepe sont relativement homogènes. La diversité des motifs et des teintes observés ainsi que des cassures, reste faible. Ainsi, les 109 obsidiennes prélevées représentent un bon échantillon de la variabilité des caractéristiques physiques observées sur les différents affleurements.

4.1. Les différents faciès

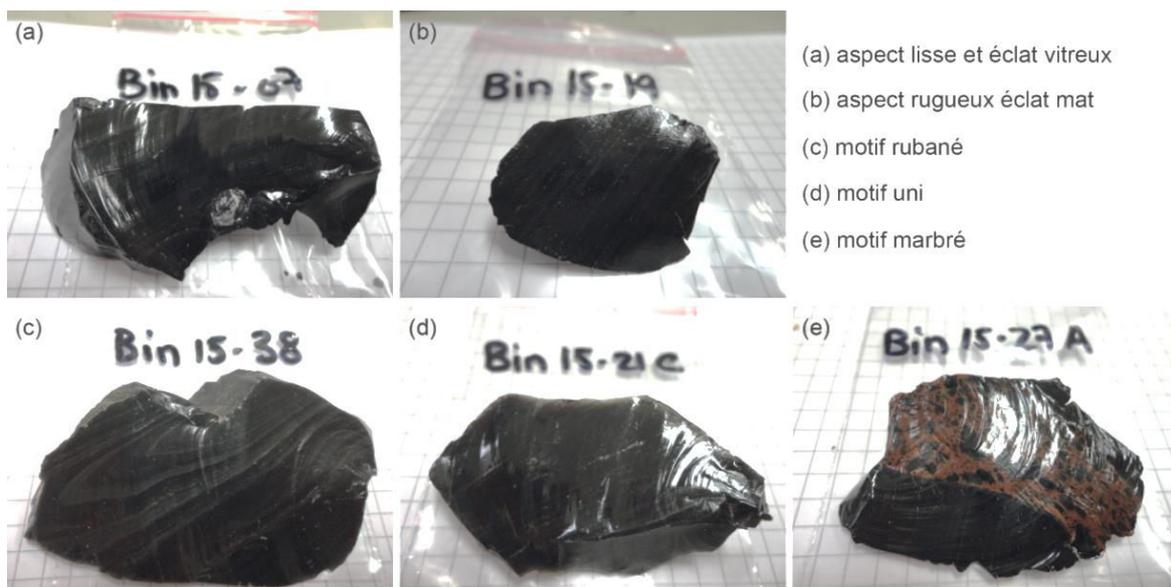


Figure 13 : Les différents faciès d'obsidienne présent dans la région d'Alatepe

Les obsidiennes de la région d'Alatepe présentent une faible diversité en termes de faciès. En effet, ces obsidiennes présentent toutes une teinte noire, un éclat vitreux (fig.13a) ou mat (fig.13b). Ces obsidiennes ont en majorité un aspect lisse (fig.14a) mais peuvent aborder un aspect rugueux (fig.13b). Le motif le plus récurrent est le rubanement rectiligne et plissé (fig.13c). Le faciès uni (fig.13d) reste assez bien représenté. Enfin, plus rares quatre individus présentent un faciès à marbrures rouges (fig.13e).

Tous les types de faciès se rencontrent tant dans les affleurements primaires que secondaires. Aucun affleurement ne présente un type de faciès spécifique.

4.2. Pétrologie des obsidiennes : étude en lame mince

Sur les 109 échantillons d'obsidienne prélevés, 32 ont fait l'objet d'une étude en lame mince. Ces 32 obsidiennes appartiennent aux affleurements de Çilek Tepe (5 lames minces), Kurutarla Tepe (9 lames), Taşkara Tepe (5 lames), Zel Tepe (11 lames), et Uzun Tepe (1 lame). Tous les affleurements primaires ont fait l'objet d'une étude pétrologique.

4.2.1. La teinte et les phénocristaux

La majorité des lames présente une teinte gris très claire à gris clair, les obsidiennes dont le faciès en macro présente un motif marbré abordent en lame mince une teinte brune. Il s'agit des lames Bin 13-49D, Bin 14-27A, Bin 14-35 et Bin 14-36C. Ces lames appartiennent respectivement à Zel Tepe, Kurutarla Tepe et Çilek Tepe pour les deux dernières.

Les micro-phénocristaux (compris entre 150 et 200 μm) de feldspaths ne sont présents que dans deux lames (Bin 13-44A provenant de Zel Tepe, et Bin 14-35E provenant de Çilek Tepe). L'abondance de ces phénocristaux de feldspaths est moyenne (*infra* partie II méthodologie, chapitre 4). La lame Bin 13-45B (Zel Tepe) présente de rares phénocristaux de pyroxènes et d'amphiboles. Le reste des 32 lames ne contient ni phénocristaux de feldspaths, de pyroxènes ou d'amphiboles. Ces lames n'ont pas fait l'objet d'étude en microsonde.

4.2.2. Les structures

Les lames de la région d'Alatepe, étudiées présentent au total cinq types de structures (a) rubanement rectiligne, (b) rubanement plissé, (c) fluide, (d) brèchique, (e) avec phénocristaux (fig.14).



Figure 14 : Structures en lame minces présentes dans les obsidiennes d'Alatepe

La structure en rubanement rectiligne s'observe dans 14 des 32 lames. Ces lames appartiennent à Kurutarla Tepe (5 lames), Çilek Tepe (3 lames) et Zel Tepe (6 lames). La structure en rubanement plissé s'observe dans 5 lames, dont une (Bin 15-07A), où le rubanement est tantôt rectiligne tantôt plissé

La structure fluide ne s'observe que dans une seule lame, il s'agit de la lame Bin 15-29, provenant de Kurutarla Tepe. Elle se présente comme une structure teintée brune formée par l'agglomération et la déformation extrême de *glass shards* (Skinner, 1983).

La structure bréchique s'observe dans 4 lames Bin 15-27, Bin 14-35, Bin 14-36C et Bin 13-49D. Ces obsidiennes ont été échantillonnées respectivement sur Kurutarla Tepe, Çilek Tepe (Bin 14-36C et Bin 14-37) et Zel Tepe. La teinte de la lame peut être plus ou moins foncée et plus ou moins rougeâtre (fig.15).

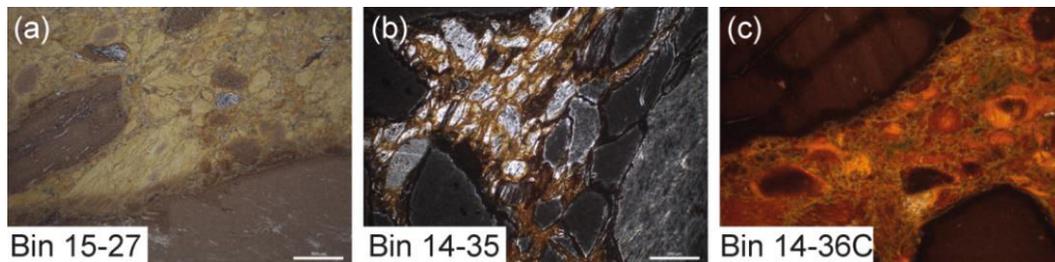


Figure 15 : La structure bréchique en lame mince, teinte et taille des éléments

Enfin, le dernier type de structure (fig.15e) s'observe dans quatre lames. Les phénocristaux peuvent être associés ou non à des structures. Trois lames présentent des phénocristaux et des structures, une seule lame (Bin 13-45) ne présente que des phénocristaux. Cette dernière a été prélevée en surface en position secondaire en surface d'un dépôt alluvial près du village de Yiğitler.

4.2.3. Les microlites

Six types d'association de microlites s'observent dans les lames d'obsidienne d'Alatepe. Certains affleurements présentent des associations microlitiques spécifiques. Les six types d'association de microlites sont (a) microlites prismatiques, (b) microlites prismatiques + trichites aciculaires, (c) microlites prismatiques + trichites aciculaires + margarites, (d) microlites prismatiques + trichites aciculaires + trichites astéroïdales + globulites, (e) microlites prismatiques + trichites astéroïdales + globulites (f) globulites (fig.16).

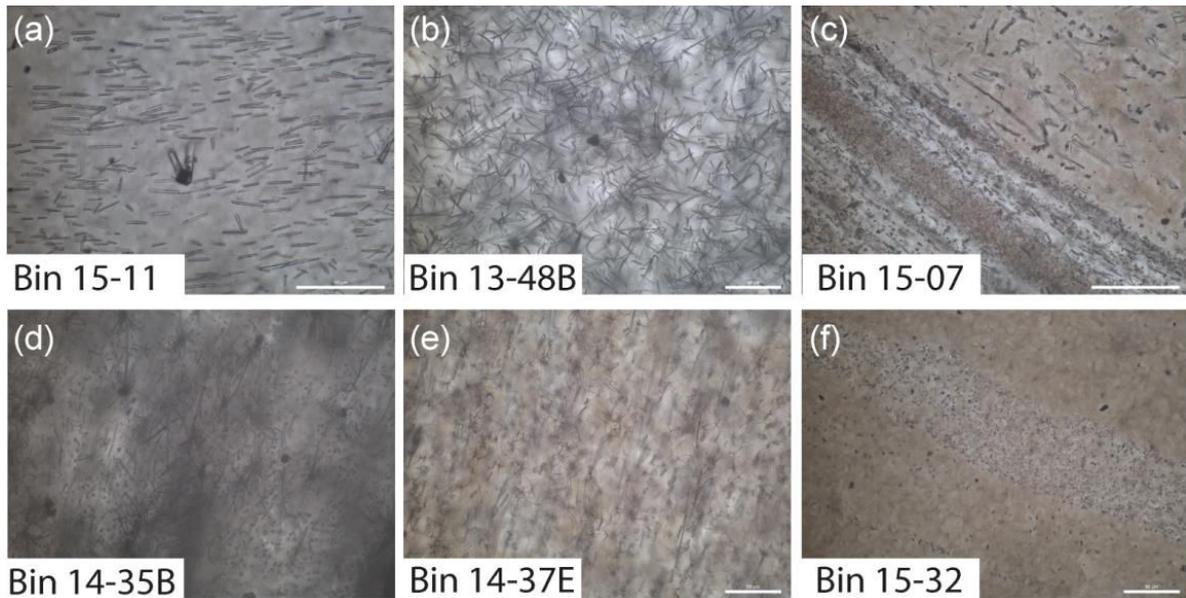


Figure 16 : Les assemblages microlithiques des obsidiennes de la région d'Alatepe

dômes	échantillons	couleur lame	microlites
Bingöl Mus	Bin 15-02	claire	gl, ac
Çilek tepe	Bin 15-15	claire	prism
	Bin 14-34 E	gris	prism
	Bin 14-35	gris/brun	gl, tr ac, tr ast
	Bin 14-36 C	brune	prism
	Bin 14-37 E	gris	prism, tr ast
Kurutarla tepe	Bin 15-07	taupe	prism, gl, mgr
	Bin 15-11	gris clair	prism
	Bin 15-18	claire	prism
	Bin 15-19	taupe	prism
	Bin 15-20 A	gris clair	prism
	Bin 15-21 C	gris clair	prism
	Bin 15-27 A	brun/ noir	prism, ac, mgr
	Bin 15-29	gris clair	prism, gl, ac
Bin 15-32	taupe	gl	
Uzun tepe	Bin 15-03	claire	gl, ac
Zel tepe	obs 13-44 A	claire	prism
	obs 13-45 B	brune	-
	obs 13-46 A	gris clair	prism
	obs 13-47	claire	prism, mgr
	obs 13-48 B	gris foncé	prism, ac
	obs 13-49 D	brun red opaque	
	Bin 15-35 B	gris	prism, gl, tr ast
	Bin 15-38	gris	prism, gl
	Bin 15-41 A	taupe	prism
	Bin 15-42	gris	prism, gl, ac
Bin 15-44	gris	prism	

Tableau 1 : Récapitulatif des assemblages microlithiques par lame pour chaque dôme (prism: prismatique, ac tr: trichite aciculaire, gl: globulite, mgr: margarite, tr ast: trichite astéroïdale)

Le tableau 1 présente les assemblages microlitiques pour chacune des lames et pour chaque dôme. La majorité des obsidiennes de Kurutarla Tepe présente une matrice composée de microlites prismatiques seuls. Ce type de matrice est rarement exprimé pour les autres dômes et s'observe rarement (1 ou 2 lames contre 5 pour Kurutarla Tepe).

5. Datations des obsidiennes par la méthode Ar/Ar

Quatre obsidiennes de la région volcanique d'Alatepe ont été datées par par S. Nomade et A. Peirera par la méthode Ar/Ar au laboratoire LSCE à Saclay. Trois obsidiennes datées proviennent de trois dômes (Kurutarla Tepe, Taşkara Tepe et Zel Tepe) et une obsidienne provient de l'affleurement secondaire de Yiğitler (tab.2)

Echantillons	Dôme /localité	Age (en Ma)
Bin 15-27 B	Kurutarla Tepe	5,05 ± 0,08
Bin 15-46 A	Taşkara Tepe	5,18 ± 0,04
Bin 13-48 A	Zel Tepe	4,97± 0,04
Bin 13-45A	Yiğitler	3,93 ± 0,04

Tableau 3: Age (méthode 40Ar/39Ar) et localisation de quatre obsidiennes de la région d'Alatepe

Les âges des obsidiennes datées décroît du dôme méridional au dôme le plus septentrional du secteur étudié (tab.2). L'obsidienne de Yiğitler (Bin 13-45A) présente l'âge le plus jeune, soit 3,93 Ma.

Bin 13-45 a été échantillonnée en surface d'un dépôt alluvial situé entre le Göynük et un petit affluent de rive droite du Göynük qui prend sa source au nord, dans les montagnes de Soğukpınar-Karlıova. Cette obsidienne ne proviendrait pas des dômes étudiés mais d'un autre dôme non connu à ce jour.

Les autres obsidiennes présentent un âge autour de 5 Ma. Ces âges sont compris dans la période de mise en place des volcanites de Solhan (entre 6 et 4 Ma).

6. Mise en place des affleurements d'obsidienne

Les obsidiennes de la région d'Alatepe sont associées à des dômes et des dôme-coulées, affleurent aujourd'hui en situation sub-autochtone (patch) ce qui traduit un démantèlement des structures de mise en place. En se fondant sur les observations de terrain et les caractéristiques macroscopiques et microscopiques des obsidiennes, il apparaît que (1) le mode d'affleurement est sensiblement le même pour les obsidiennes des cinq dômes de la région, (2) la diversité des faciès est peu importante et identique pour chaque affleurement, (3) les caractéristiques pétrographiques (structure, cristaux, microlites) sont similaires pour les obsidiennes de chaque dôme. On peut donc en déduire en première approximation que les obsidiennes de la région d'Alatepe se sont mises en place selon un même mécanisme. Les dates obtenues pour les obsidiennes des différents dômes sont proches suggérant une mise en place à une même période, autour de 5 Ma.

En outre, nos observations de terrain soulignent, pour toute la région, une épaisseur de pyroclastites importante, bien visibles dans les incisions qui séparent Çilek Tepe et Kurutarla Tepe. Certains niveaux de pyroclastites contiennent des fragments d'obsidienne. Les structures révélées en lames minces dans les obsidiennes contenues dans les pyroclastites mais aussi dans celle des affleurements en patch, soulignent le rubanement suggérant une mise en place lors d'un écoulement laminaire (rubanement rectiligne). Ces linéations sont le signe d'une déformation qui peut se mettre en place dans un courant pyroclastique dense comme l'a montré Andrews (2011), ou dans des laves (Castro, 2012).

La structure bréchique que l'on trouve dans les affleurements de Çilek Tepe, Kurutarla Tepe et Zel Tepe met en évidence l'incorporation et la soudure de divers éléments ce qui suggère un mode de mise en place dans une pyroclastite soudée dans laquelle s'écoulent différents types de tephres (cendres, scories, ponces...). Enfin la présence de structures dites fluides et de *glass shards* (Kurutarla Tepe, Çilek Tepe) correspondent à des figures typiques d'ignimbrite soudée.

Une seconde hypothèse peut être proposée concernant le mode de mise en place des obsidiennes. En effet, tous les affleurements ne présentent pas des obsidiennes ayant des caractéristiques typiques de pyroclastites soudées. Ces affleurements ne présentent pas non plus de d'éléments structuraux de mise en place, les obsidiennes sont en position sub-autochtone sur les versants des dômes. Les linéation présentent sur la plupart des lames d'obsidienne suggèrent un écoulement. En l'absence d'autres éléments déterminants le mode de mise en place, nous suggérons que ces obsidiennes proviennent de coulées associées aux dômes.

7. Caractéristiques chimiques des obsidiennes d'Alatepe

7.1. Classification chimique des obsidiennes

Le diagramme binaire de Winchester et Floyd (1977) donne la nature des obsidiennes en fonction de leur teneur en silice (SiO_2) et du rapport Zr/TiO_2 . Les obsidiennes de la région d'Alatepe présentent une composition rhyodacitique. Seules les obsidiennes de Çilek Tepe présentent des obsidiennes de composition rhyodacitique et rhyolitique (fig.17).

En effet, sur les 29 échantillons d'obsidienne provenant de Çilek Tepe, 10 ont une composition rhyolitique. Il s'agit des obsidiennes Bin 14-34A, B, C et E, Bin 14-37 B et C, Bin 14-38 C, Bi 14-39 B, Bin 14-40 et Bin 14-41 A. Ces obsidiennes ont été prélevées dans un dépôt de versant (Bin 14-34) et dans les patches de la dépression sommitale du dôme de Çilek Tepe (Bin 14-37). Ces derniers sont donc considérés comme des affleurements sub-autochtones.

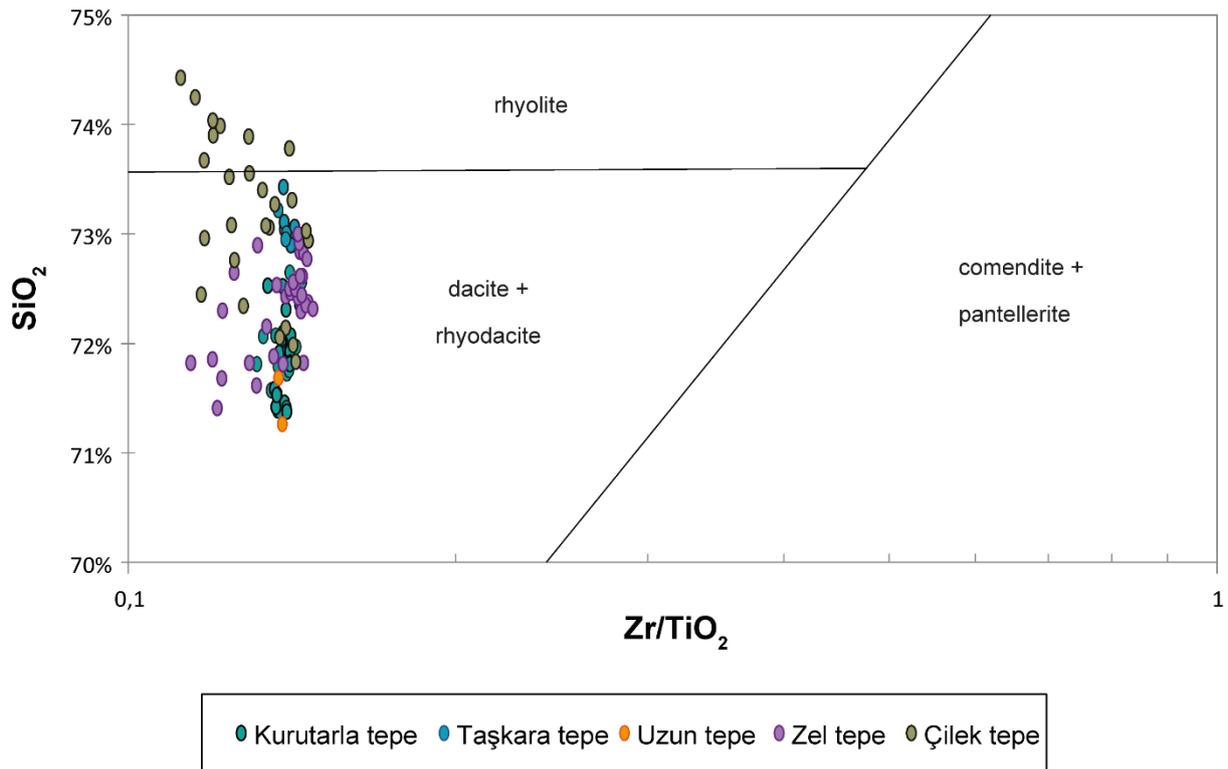


Figure 24: Diagramme binaire SiO₂ vs Zr/TiO₂ d'après Winchester et Floyd (1977) pour les 109 échantillons d'obsidienne de la région d'Alatepe (analyses par LA-ICP-MS, laboratoire IRAMAT, Orléans). Chaque couleur est associée à un seul dôme

7.2. Spidergramme

Le spidergramme normalisé à la croûte continentale (Wedepohl, 1995) présenté en figure 19 est donné pour la moyenne des compositions élémentaires pour toutes les obsidiennes par dôme et affleurement secondaire (fig.18).

Pour tous les échantillons d'obsidienne des six localités, les courbes des moyennes des teneurs en éléments lourds sont parallèles et présentent une même tendance. Les teneurs en terres rares sont proches pour chacune des cinq courbes correspondant aux dômes.

La courbe correspondant à l'affleurement de Yiğitler (courbe rose) adopte une même tendance avec néanmoins des valeurs différentes, le déficit en baryum (Ba) est plus important pour cet affleurement que pour les affleurements de dômes.

L'échantillon Bin 14-33B qui avait été prélevé dans un fond de ruisseau (Yarı dere) a été identifié par B. Gratuze comme appartenant au groupe chimique 3d en se fondant sur sa composition chimique et notamment sa teneur importante en lithium (Li) autour de 300 ppm et en rubidium (Rb) autour de 400 ppm. Ces valeurs sont caractéristiques de la source 3d (Renfrew *et al.*, 1966). Cet échantillon (courbe jaune) se distingue nettement de tous les autres échantillons de la région d'Alatepe, la courbe qu'elle dessine présente deux pics excédentaires en rubidium (Rb) et en césium (Cs) comparée aux autres courbes et deux pics déficitaires en strontium (Sr) et en baryum (Ba).



Figure 25: Spidergramme normalisé à la croute (Wedepohl, 1995) des moyennes, par dôme et des affleurements secondaire de Yiğitler et Yarı dere (3d), des concentrations des terres rares contenues dans les obsidiennes

Les cinq courbes appartenant aux dômes (fig.18) présentent un fort déficit en strontium (Sr) ainsi qu'un léger déficit en baryum (Ba) et en tantale (Ta). Ces cinq courbes présentent également un enrichissement en zirconium (Zr) et, dans une moindre mesure en césium (Cs) et uranium (U). Les éléments sur lesquels les courbes se distinguent sont le niobium (Nb), le baryum (Ba) ainsi que les éléments allant du lanthane (La) au tantale (Ta). L'écart-type entre les courbes pour chacun des éléments est nettement inférieur à 1 (ec max= 0,177).

Les obsidiennes des dômes de la région d'Alatepe semblent donc avoir une origine magmatique commune, ici, une origine crustale. Au regard de ce résultat, les obsidiennes des dômes de la région d'Alatepe semblent s'être mises en place à une même époque géologique. Ce résultat reste toutefois à nuancer, au regard des âges des obsidiennes de Taşkara Tepe, datées autour de 5 ma et de 2,6 Ma. Une des formations à obsidienne de ce dôme est plus jeune que les formations à obsidienne des autres dômes étudiés dans la région d'Alatepe.

Les obsidiennes de Yiğitler présentent une même tendance suggérant une origine magmatique crustale mais d'époque différente. Enfin l'obsidienne de la source 3d, prélevée dans le ruisseau de Yarı dere présente une courbe au comportement différent témoignant une appartenance à un autre système magmatique ne faisant pas partie des dômes de la région d'Alatepe.

7.3. Discrimination des événements en fonction de leur signature chimique

Les éléments topographiques suggèrent une appartenance des reliefs de Zel Tepe et Kurutarla Tepe au même ensemble volcanique. Or cet effet topographique peut être la résultante de dôme coalescents mais distincts, de la tectonique et/ou de l'érosion. Afin de lever toute ambiguïté une analyse factorielle discriminante est réalisée (fig.19).

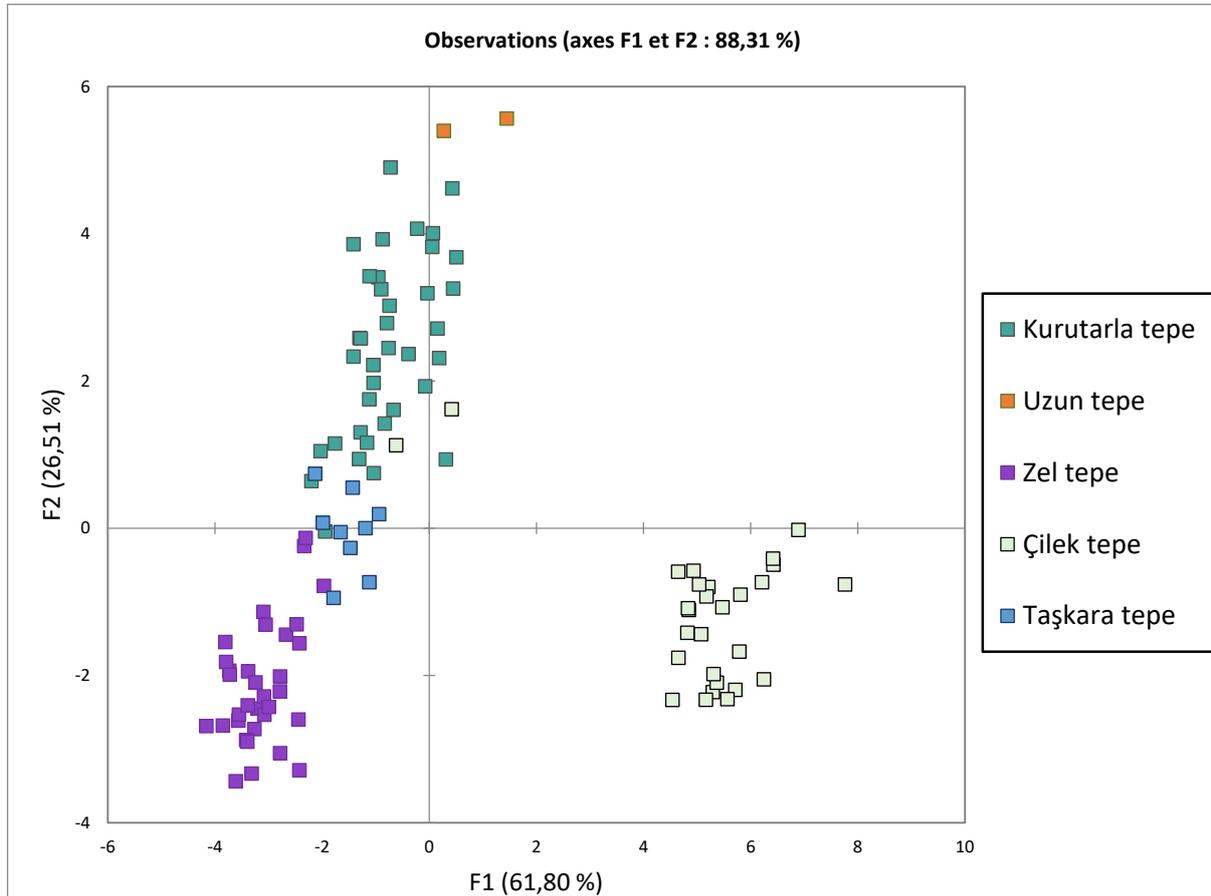


Figure 26: Représentation graphique des axes F1 et F2 de l'analyse factorielle discriminante des 109 obsidiennes provenant des cinq dômes de la région volcanique d'Alatepe

Cette analyse met en évidence deux grands ensembles. On observe par ailleurs autant de groupe chimique que de dômes (fig.20). Deux obsidiennes appartenant à un affleurement de Çilek Tepe sont classé parmi les obsidiennes de Kurutarla Tepe. Ces obsidiennes correspondent aux échantillons Bin 15-14 et Bin 15-15 respectivement échantillonnées dans une pyroclastite et en surface du second replat de Çilek Tepe où affleure la section de pyroclastite de l'échantillon Bin 15-14.

Les obsidiennes prélevées en situation secondaire présentent une chimie différente des obsidiennes provenant des dômes d'Alatepe. Dans le but de positionner statistiquement ces échantillons, nous réalisons une analyse factorielle discriminante. Cette analyse permet d'appréhender la proximité de ces obsidiennes par rapport aux obsidiennes prélevées en situation primaire sur les dômes étudiés.

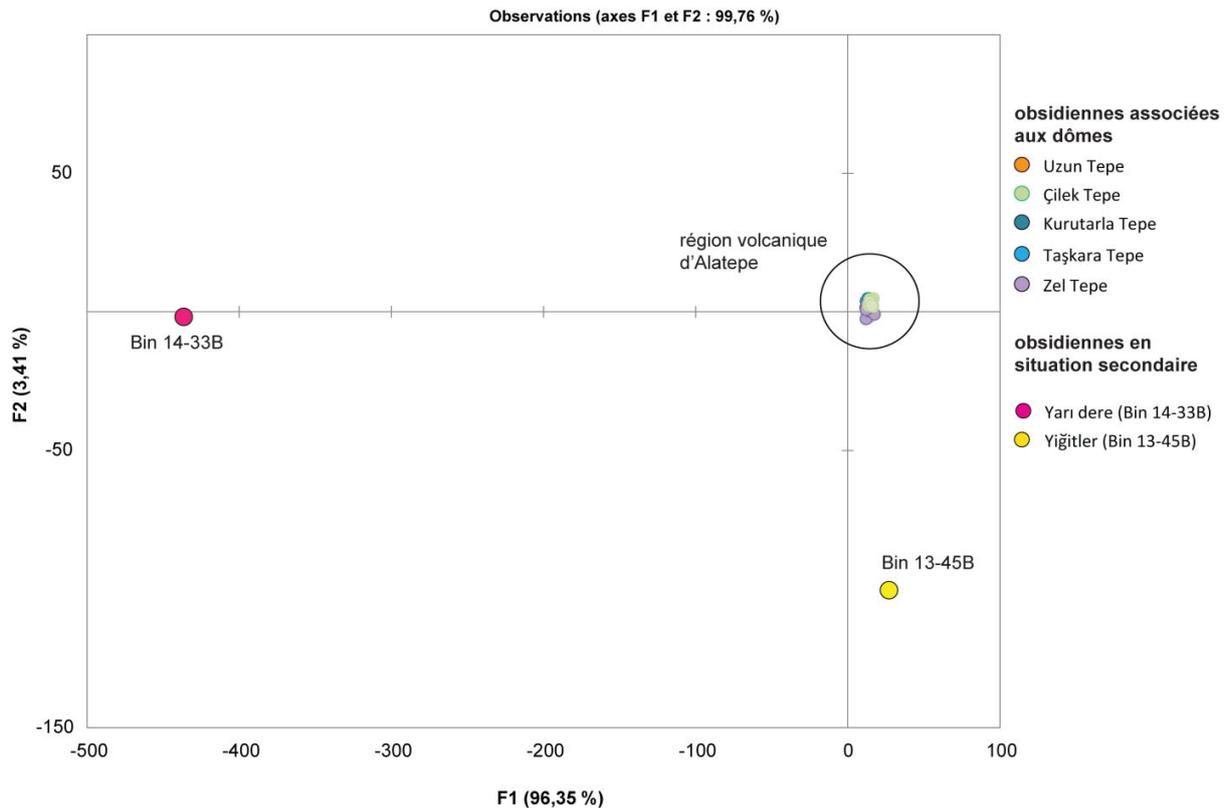


Figure 27: représentation graphique des axes F1 et F2 de l'analyse factorielle discriminante fondée sur les résultats géochimiques des obsidiennes en situation primaire et secondaire de la région volcanique d'Alatepe

Conclusion

La région volcanique d'Alatepe est constituée par deux ensembles géographiques les montagnes d'Alatepe au sud de la vallée du Göynük et les montagnes d'Uzengi au nord. Les deux ensembles sont séparés par un ruisseau le Sahmil *dere*. Ces montagnes correspondent à des dômes et des dôme-coulées orientés NE-SO, parallèlement à la vallée. Cette vallée correspond à la faille majeure du tronçon Karlova-Bingöl appartenant à la zone de faille est-anatolienne. Les produits volcaniques reposent sur des sédiments calcaires d'âge Miocène. La série volcanique se constitue de basaltes, d'andésites et de dépôts pyroclastiques dont l'épaisseur peut atteindre près de 300 m. Les obsidiennes sont soit associées à ces pyroclastites soit en position sub-autochtone au sommet ou sur les versants de dômes. Une partie des obsidiennes de Çilek Tepe et Zel Tepe présentent des caractéristiques physiques similaires, ce qui suggère une même origine (magma d'origine crustale) et un même mode de mise en place. Ces obsidiennes semblent être le produit d'ignimbrites soudées. Les obsidiennes provenant des autres affleurements ne présentent pas les mêmes caractéristiques pétrologiques bien que leur chimie soit similaire. Ces obsidiennes peuvent avoir été mise en place lors de coulée de lave associées à l'extrusion des dômes.

L'origine magmatique est la même pour les obsidiennes des cinq dômes identifiés, néanmoins l'analyse chimique révèle deux ensembles distincts correspondant d'une part aux montagnes d'Alatepe

représentées par le dôme de Çilek Tepe et d'autre part par les montagnes d'Uzengi représentées par les dômes de Kurutarla Tepe, Taşkara Tepe, Zel Tepe et Uzun Tepe. L'activité volcanique semble s'être initiée dans le sud de la zone de faille du Göynük pour migrer vers le nord, en direction de Karlıova. Ce que confirme les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, les obsidiennes les plus âgées se situent sur le dôme de Kurutarla Tepe (sud des montagnes d'Uzengi) et les plus jeune (4,97 et 3,93 Ma) appartiennent respectivement au dôme de Zel Tepe (affleurement primaire) et à un affleurement secondaire de la zone de Çatak (nord des montagnes d'Uzengi). Néanmoins, ce résultat est à nuancer car les obsidiennes de Çilek Tepe n'ont pas été datées lors de cette étude. Nous suggérons de faire dater les obsidiennes de Çilek Tepe afin d'établir une chronologie de mise en place des obsidiennes sur toute la région volcanique d'Alatepe. Nous proposons aussi de poursuivre les investigations de terrain sur Taşkara Tepe et Seçik Tepe pour tenter d'identifier l'origine de la « langue » d'obsidienne.

L'étude statistique par analyse factorielle discriminante met en lumière une signature chimique distincte pour chacun des dômes étudiés, avec un trend pour les groupes appartenant aux montagnes d'Uzengi. En outre, les deux obsidiennes allochtones prélevées respectivement dans le ruisseau Yarı et au nord de la zone d'étude près du village de Yiğitler présentent deux signatures chimiques distinctes. Les deux obsidiennes présentent des chimies très différentes des obsidiennes de la région volcanique d'Alatepe. Nous suggérons une origine géographique différente et distincte pour ces deux obsidiennes. Pour l'échantillon Bin 14-33B appartenant au groupe chimique 3d (déterminé à partir d'analyse géochimique d'artefacts) nous suggérons de poursuivre les investigations en amont du bassin versant du Yarı *dere*, sur les dômes de Gaz Tepe et Kandil Tepe. Pour l'échantillon Bin 13-45B, nous proposons de rechercher la source d'obsidienne plus au nord, dans des séries volcanique de la formation de Zırnak datées à $3,6 \pm 0,6$ Ma et $2,6 \pm 0,2$ Ma (Pearce *et al.*, 1990).

PARTIE IV :

**Discussion sur l'attribution d'un jeu
d'artefacts aux gisements des quatre
complexes volcaniques et modalités de mise
en place de ces gisements**

Introduction aux discussions

Cette partie donne l'occasion de discuter les résultats obtenus pour les quatre régions volcaniques étudiées au cours de ce travail de recherche en 1) comparant les « gisements » identifiés grâce à la combinaison des analyses de terrain et de laboratoire, à ceux identifiés par les analyses statistiques fondées sur la comparaison des signatures chimiques ; et 2) proposant des modes de mise en place spécifiques aux obsidiennes exploitables.

Les résultats obtenus, au travers des analyses de terrain et de laboratoire, permettent de proposer un ou plusieurs affleurements comme « gisement(s) » et donc comme « sources d'obsidienne potentiellement exploitées par les populations préhistoriques du Proche-Orient ». Le chapitre 12 a pour but la vérification de la pertinence de l'approche de terrain dans les études de provenance. Cette méthode permet de proposer un ou plusieurs affleurements comme « gisement(s) » et donc comme « sources d'obsidienne potentiellement exploitées par les populations préhistoriques du Proche-Orient. Dans un premier temps, nous proposons de sélectionner les affleurements exploitables sur la base de quatre critères : l'accessibilité, l'extractibilité, la qualité et la quantité. Dans un second temps nous proposons l'attribution d'un jeu d'artefacts archéologiques provenant de plusieurs sites au Proche-Orient et de plusieurs niveaux archéologiques. Cette attribution par la méthode des comparaisons des signatures chimiques entre échantillons géologiques et pièces archéologiques permet de retrouver les gisements pour chaque région volcanique étudiée. Les résultats obtenus entre d'une part la déduction des gisements à partir de nos critères fondés sur l'analyse de terrain et ceux obtenus à partir de la comparaison des signatures géochimiques d'autre part permet de 1) valider l'approche de terrain et 2) de préciser le ou les gisements sur un même complexe volcanique.

Nous avons montré, dans les chapitres précédents, que les obsidiennes exploitées provenaient de dykes ou de pyroclastites densément soudées, lorsqu'il était possible de reconstituer leur mode de mise en place. Le chapitre 13 a pour objectif de mettre en relation les caractéristiques microscopiques des obsidiennes exploitables pour la confection d'outils et les conditions physico-chimiques (pression, température, teneur en volatils...) dans lequel les caractéristiques de ces obsidiennes se forment. Ce chapitre s'interroge sur la possibilité d'un modèle ou de plusieurs modèles de mise en place d'affleurements d'obsidienne exploitables, en Anatolie orientale. Aussi, ce chapitre se propose-t-il de replacer les caractéristiques de ces obsidiennes dans leur contexte de formation et de mise en place.

Chapitre 12 – Attribution d'un set d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques étudiés

Introduction

L'identification sur le terrain et la caractérisation en laboratoire des gisements d'obsidienne suggèrent quatre critères exprimant l'exploitabilité ou non d'un gisement. Ces quatre critères sont (1) l'accessibilité, (2) la disponibilité, (3) l'extraction possible (extractibilité) et (4) la qualité. L'accessibilité rend compte de la localisation et des contextes régional et local d'affleurement. La disponibilité correspond à la période de mise à l'affleurement de la ressource mis en regard des périodes préhistoriques considérées. L'extractibilité est associée aux types d'affleurement. Enfin, la qualité du matériau est à mettre en regard du projet technologique, ici, la confection d'outils. Ces critères ne sont pas pondérés est sont considérés comme étant de poids équivalent. A partir de ces critères il est possible d'attribuer qualitativement à chaque affleurement un potentiel d'exploitabilité permettant de les discriminer et de déterminer le ou les meilleurs candidats à l'exploitation et donc à la fonction de gisement. Ces gisements déduits à partir des observations de terrain et des analyses de laboratoire sont comparés aux artefacts archéologiques afin de déterminer si leur exploitation est avérée.

L'attribution des artefacts archéologiques à un gisement se fait par la comparaison des signatures chimiques des échantillons géologiques d'une part et des artefacts archéologiques d'autre part. La signature chimique correspond à l'identité chimique du gisement d'obsidienne. Cependant, la composition chimique seule permet d'identifier un groupe, de le rattacher à un volcan voire à une éruption mais ne permet pas de le rattacher à un gisement. Cette difficulté est lié d'une part à une identification non exhaustive des affleurements d'obsidienne (*e.g* Nemrut, Alatepe) et à une caractérisation trop faible en raison du trop peu d'échantillons dans certains complexes volcaniques (*e.g* Meydan). L'étude géologique et géomorphologique permet de contraindre les analyses statistiques fondées sur la signature chimique et d'apporter un regard critique sur l'attribution des gisements (Binder, 2011).

Ce chapitre met en lumière (1) l'importance des contextes d'affleurement qui déterminent l'accessibilité, la disponibilité et le caractère extractible de l'affleurement, (2) l'importance de la description des faciès que ce soit en macro ou en lame mince, qui détermine la qualité de l'obsidienne, et (3) la comparaison chimique d'un jeu d'artefacts aux gisements potentiels. Le jeu de données archéologiques a été fourni par L. Khalidi, archéologue associée au programme de recherche ANR GeObs (Khalidi *et al.*, 2009, 2014, 2016). Les critères contrôlant l'exploitabilité d'un affleurement sont à mettre en regard du projet technologique des populations préhistoriques.

Le but de ce chapitre est de confronter les affleurements d'obsidienne sélectionnés comme « gisement » (= source) sur la base des analyses de terrain et de laboratoire, et des résultats (attributions) obtenus grâce à la comparaison des signatures chimiques entre échantillons géologiques et artefacts archéologiques. Pour se faire, ce chapitre se structure en quatre parties. La première partie détermine les affleurements exploitables pour chacun des quatre complexes volcaniques. Le second chapitre présente le jeu d'artefacts en vue de la comparaison des signatures chimiques qui constituera la troisième partie. Les résultats obtenus sont enfin discutés dans le cadre méthodologique des études de provenance de l'obsidienne au Proche-Orient, dans une quatrième partie.

1. Hypothèses sur les gisements à partir d'une approche intégrée terrain/laboratoire

La démarche de l'attribution s'appuie sur des études transdisciplinaires. Les observations de terrain ont une place importante puisqu'elles contextualisent et contraignent spatialement les groupes chimiques formés par les artefacts à un espace géographique précis. La première étape consiste à identifier et caractériser chaque affleurement d'obsidienne. Cette première étape permet de classer qualitativement les affleurements en gisement potentiel peu probable à très probable. Ce classement est qualitatif et constitue des hypothèses de travail pour l'attribution des artefacts à un gisement géologique. Les artefacts archéologiques présentés correspondent à des outils et des éclats. Nous faisons l'hypothèse que l'obsidienne utilisée pour ce projet technologique, doit être de bonne qualité (les obsidiennes peuvent contenir une faible abondance de cristaux) à très bonne qualité (sans défauts) (tab.1).

Qualité des obsidiennes pour les outils	Code	Éléments caractéristiques
Très mauvaise	0	Très grande abondance de phénocristaux, obsidienne friable
Mauvaise	1	Beaucoup de phénocristaux, obsidienne pictée
Moyenne	2	Quelques phénocristaux et craquelures
Bonne	3	Peu ou pas de phénocristaux, rare craquelures
Très bonne	4	Absence de phénocristaux et de craquelures

Tableau 1: Echelle qualitative du critère « qualité » des obsidiennes selon le projet technologique, ici la confection d'outils et d'objets d'ornement, fondée sur les caractéristiques en macro et lame mince des échantillons géologiques

1.1. Les gisements du Gürgürbaba

Dans le complexe volcanique du Meydan, les observations de terrain soulignent la présence d'obsidienne sur la partie orientale de ce complexe, liée à la mise en place du dôme Gürgürbaba. Les obsidiennes sont associées à des dépôts ignimbritiques densément soudés constituant la base du dôme, ainsi qu'une coulée s'étendant de l'évent au village d'Ulupamir.

Le Gürgürbaba compte huit affleurements d'obsidienne (fig.1) situés sur le flanc occidental, le flanc sud, au nord près du village de Toklu et à l'est près du village d'Ulupamir. Ces affleurements présentent des obsidiennes de bonne à très bonne qualité (tab.1), c'est-à-dire sans craquelure ni phénocrystal (cf partie III chapitre 8). Ces affleurements de qualité équivalente peuvent être discriminés sur la base des trois autres critères que sont l'accessibilité, la disponibilité et l'extractibilité, afin de déterminer le(s) candidat(s) au titre de gisement préhistorique.

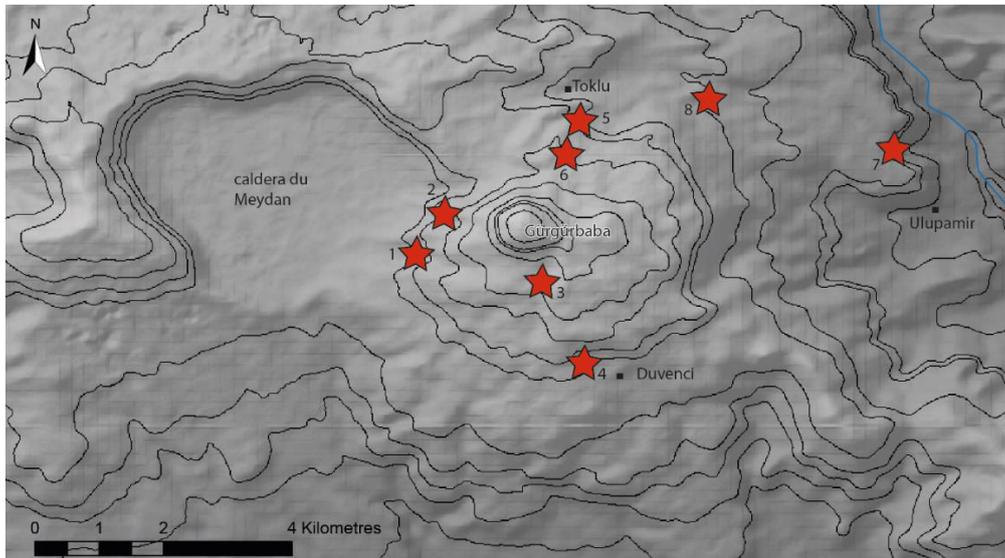


Figure 1 : Carte de localisation des affleurements d'obsidienne (étoile) du Gürgürbaba identifiés par leur numéro (fond ASTER)

L'accessibilité

Les affleurements n°1 et n°2, situés sur le flanc occidental du Gürgürbaba, sont aussi à l'intérieur de la caldera du Meydan ouverte sur le sud. L'affleurement n°1 commence à « l'entrée » de la caldera et se poursuit sur plusieurs mètres le long du front de coulée. L'affleurement n°2 se situe à environ 1 km du premier affleurement et est directement accessible depuis la caldera.

La caldera de forme concentrique est ouverte sur le sud en direction du lac de Van. Le fond de la caldera est plat, les eaux de fonte et les eaux de pluies peuvent s'y accumuler puis s'écouler vers le sud (fig. 2). La route du lac de Van vers la caldera traverse des ignimbrites et présente une pente relativement douce. Cette route suit la rivière qui s'écoule de la caldera vers le lac de Van.



Figure 2 : localisation des affleurements 1 et 2 du Gürgürbaba, vue sur le flanc ouest du Gürgürbaba s'épanchant dans la caldera du Meydan

Les affleurements n°3 et n°4 se situent, respectivement à mi pente et à la base du flanc sud du Gürgürbaba. L’affleurement n°4 près du village de Duvenci est en bordure de la route qui va du lac de Van à la caldera.

Les affleurements n°5 et n°6 se situent sur le flanc nord près du village de Toklu. Le flanc ouest qui s’est épanché dans la caldera forme un chemin d’accès depuis la caldera vers Toklu.

Les affleurements n°7 et n°8 sont situés respectivement le long de la coulée allant de Toklu à Ulupamir et au front de cette coulée près du village d’Ulupamir. L’affleurement n°8 possède une longueur d’une dizaine de mètres accessible le long d’une petite ravine parallèle à la route actuelle qui mène à Toklu. L’affleurement d’Ulupamir correspond à la carrière actuelle d’obsidienne et à son prolongement non exploité par les carriers. Ce dernier affleurement se situe au front d’une coulée face à une vallée encaissée et étroite (fig. 3).



Figure 3: Localisation des affleurements 7 du Gürgürbaba correspondant au front de carrière (7a) et à son prolongement (7b) (Ulupamir)

L’extractibilité

Les types d’affleurement peuvent se classer en trois classes qualitatives d’extractibilité : facilement extractible, extractible et peu extractible. Les affleurements en bloc représentent la catégorie la plus facilement extractible en revanche les lits fins d’obsidienne constituent la catégorie la moins extractible. Les blocs d’obsidienne sont issus du démantèlement de couches d’obsidienne, par des agents d’érosion, et dont l’épaisseur minimum est d’environ 10 cm. A ce titre, les blocs sont souvent associés à des bancs plus ou moins massifs.

Les affleurements présentant des blocs sont les affleurements n° 1, 2, 3, 4, 7 et 8. Ces mêmes affleurements présentent aussi des bancs massifs d’obsidienne allant pour les moins épais de 50 cm à environ 3 m. La carrière actuelle d’Ulupamir présente un front de taille de près de 10 m de haut depuis le carreau (plateau formé par l’avancée progressive du front de carrière). Auparavant, l’obsidienne devait affleurer en blocs éparses sur le versant, comme il est possible de l’observer actuellement sur les versants adjacents à cette carrière. Les affleurements 5 et 6, formés par l’alternance d’obsidienne et de rhyolite sont les moins extractibles.

La disponibilité

La disponibilité concerne la période où les obsidiennes affleurent. Il faut distinguer l'âge de mise en place qui renseigne sur l'existence des obsidiennes à une période donnée et l'âge de mise à l'affleurement qui renseigne sur la disponibilité réelle des obsidiennes (tab.2).

Obsidienne plus jeune que l'âge des sites archéologiques	indisponible	L'affleurement considéré ne peut pas être un gisement
Obsidienne contemporaine ou plus âgée que les sites archéologique		Si l'obsidienne n'affleure pas alors ce n'est pas gisement
		disponible

Tableau 2: Disponibilité de l'affleurement d'obsidienne en fonction de son âge de formation et de mise en place en regard de l'âge des sites archéologiques

Les obsidiennes du Gürgürbaba sont respectivement datées de 743 et 420 ka, (chapitre 8).

L'affleurement n° 1 est associé à un atelier de taille du Chalcolithique (Cauvin, 1986 ; Marro et Özfirat, 2004). L'affleurement n° 2 présente les mêmes caractéristiques que l'affleurement n°1, il est donc très probable qu'il ait été lui aussi exposé aux populations préhistoriques, de même pour les affleurements n° 3 et n° 4.

Aucun élément dans le paysage ne permet d'affirmer ou d'infirmer la présence des affleurements n° 5 et 6 aux temps préhistoriques.

L'affleurement n° 7 devait présenter quelques blocs d'obsidienne éparses en dépôt de versant. L'abondance des blocs observée est le produit de l'exploitation actuelle de la carrière.

Au vue des quatre critères évoqués et notamment les trois derniers, un classement des gisements probable peut être établi permettant une discrimination des sources. Le tableau 3 synthétise et rassemble les différents atouts et faiblesses de chaque affleurement au regard des critères établis pour l'exploitation probable d'un affleurement. Une note totale sur 10 leur est assignée.

localisation	affleurements	accessibilité	extractibilité	quantité	qualité	exploitabilité
caldera	1	2	2	2	4	Oui (10)
	2	2	2	2	4	Oui (10)
flanc sud	3	2	2	2	4	Oui (10)
	4	2	2	2	4	Oui (10)
Toklu	5	1	0	1	3	Non (5)
	6	1	1	1	3	Non (6)
Ulupamir	7	2	2	2	4	Oui (10)
	8	1	2	2	4	Oui (9)

Tableau 3: Récapitulatif des différents critères d'exploitabilité. (Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon ; échelle qualité de 0 à 4). L'exploitabilité est nuancée par un code correspondant à la somme des codes des quatre critères (localisation fig. 1)

Au vu des différents critères, six des huit affleurements associés à la mise en place du Gürgürbaba, sont exploitables. Néanmoins, les résultats pour l’affleurement n°7 (carrière d’Ulupamir) sont à nuancer. En effet, cet affleurement massif correspond à une carrière actuelle, il est assez probable que les obsidiennes affleuraient, au Néolithique et au Chalcolithique, sous forme de blocs épars sur le versant (quantité moindre), comme c’est le cas sur les versants adjacents à la carrière. Les affleurements ayant la plus forte probabilité d’avoir été exploités sont les affleurements de la caldera (affleurement 1 et 2) et ceux du flanc sud (affleurement 3 et 4).

1.2. Les gisements du Nemrut

Le complexe volcanique du Nemrut se situe sur la rive occidentale du lac Van. Ce volcan a connu une éruption paroxysmale qui a vu la mise en place d’une caldera actuelle dont l’âge est estimé à 30 ka (Çubukçu *et al.*, 2012). Le Nemrut est un volcan actif dont la dernière éruption de type effusif est datée à 1692 AD (Ulusoy, 2008). Durant toute son histoire éruptive, le Nemrut a vu la mise en place de formations à obsidiennes (fig.4).

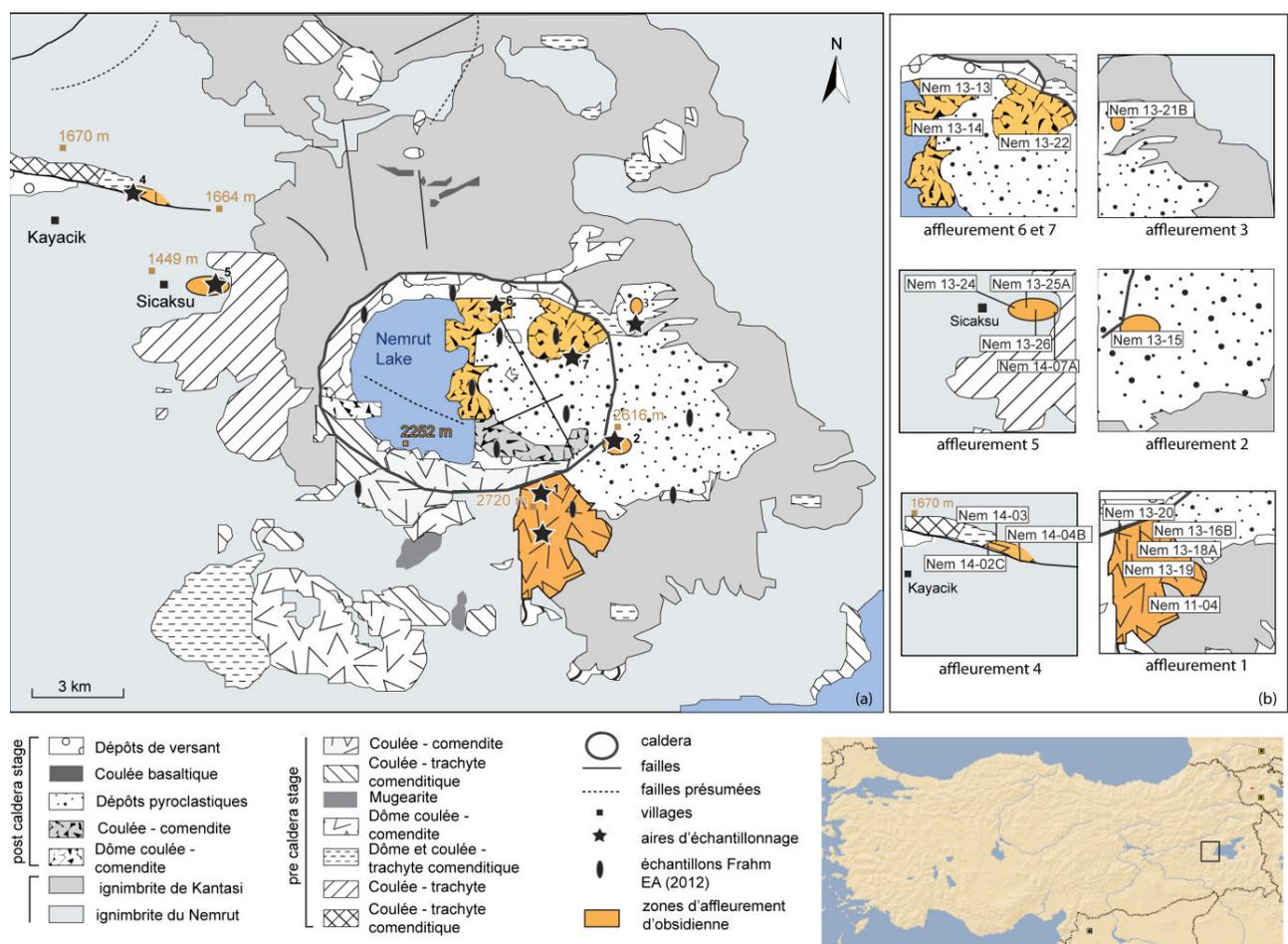


Figure 4 : Carte de localisation des affleurements d’obsidienne sur le complexe volcanique du Nemrut (modifié d’après Çubukçu *et al.*, 2012)

L'exploitabilité au regard de la localisation et du type d'affleurement

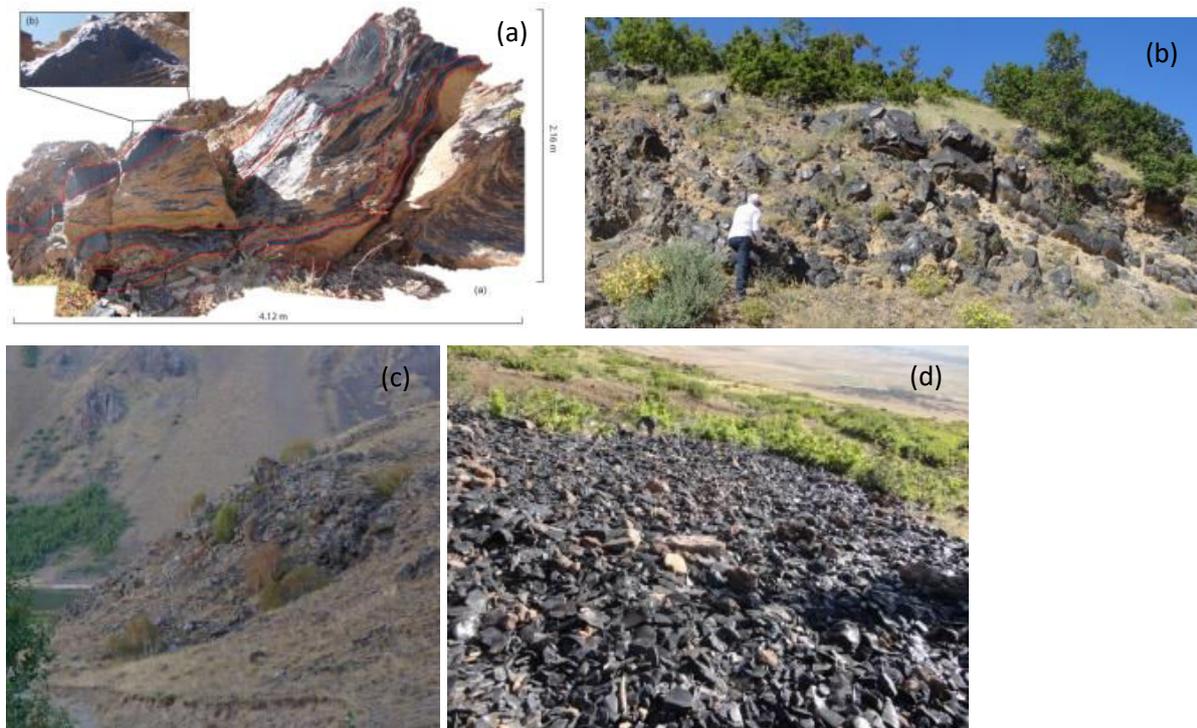


Figure 5 : Les quatre types d'affleurements d'obsidienne sur le Nemrut (a) en couche fine alternant avec de la rhyolite, (b) en couche épaisse, (c) en dôme et (d) en patch

Les formations d'obsidienne se présentent sous quatre formes ou types : en couche fine (< 5 cm) alternant avec de la rhyolite, en couches épaisses (bancs entre 50 et 70 cm) pouvant être ou non associée à de la rhyolite, associées aux dômes intra-caldera et en blocs formant des patches (fig. 5).

Les affleurements se situent sur les versants du volcan ou à l'intérieur de la caldera. Ils sont tous facilement accessibles. Néanmoins les affleurements n° 4 (Kayacık) et n° 5 (Sıcaksu) sont les plus accessibles, à mi versant sur le flanc occidental faisant face au bassin de Muş. Les affleurements massifs ainsi que ceux en blocs sont les plus propices à l'exploitation, il s'agit des affleurements n° 3, n° 4, n° 5, n° 6 et n° 7 (fig. 6).



Figure 6 : Meilleurs candidats au titre de gisements au regard de l'accessibilité

La qualité des obsidiennes au regard des caractéristiques macro et microscopiques

Il existe trois types de faciès d'obsidienne sur le Nemrut. Le premier faciès consiste en des obsidiennes présentant des phénocristaux en abondance, le deuxième faciès présente peu ou pas de phénocristaux mais est parcouru de craquelures enfin le troisième faciès est uni sans phénocristal ni craquelure (fig.7).



Figure 7 : Les trois faciès caractéristiques des obsidiennes du Nemrut

Une obsidienne de qualité est une obsidienne sans défaut soit un verre sans craquelure ni phénocristal qui représentent des faiblesses mécaniques. La majorité des affleurements présente des obsidiennes à phénocristaux. Ces obsidiennes ont une faible résistance au choc et n'ont probablement pas été utilisées pour la confection d'outils. Deux affleurements, Kayacık (n° 4) et Sıcaksu (n° 5), ne présentent pas de phénocristaux, en revanche les obsidiennes de Kayacık présentent des craquelures. Les obsidiennes de Sıcaksu présentent un faciès uni, sans craquelure.

localisation	affleurements	accessibilité	extractibilité	quantité	qualité	exploitabilité
flanc sud	1	2	1	1	1	Non (5)
flanc est	2	2	0	0	1	Non (3)
flanc nord	3	2	1	2	1	Non (6)
Sıcaksu	4	2	2	2	4	Oui (10)
Kayacık	5	1	1	2	2	Possible (6)
inside caldera	6	1	0	2	0	Non (3)
	7	1	0	2	0	Non (3)

Tableau 4: Récapitulatif des différents critères pouvant amener un gisement à être exploité sur le complexe volcanique du Nemrut. Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon. Localisation des affleurements fig.4

Au regard des différents éléments présentés plus haut, les obsidiennes de Kayacık et de Sıcaksu semblent nettement se détacher des autres obsidiennes et peuvent constituer de bon candidats pour le titre de gisement (tab.4). Il faut cependant noter, que le critère de qualité permet de donner l'affleurement de Sıcaksu comme le meilleur candidat, les obsidiennes de cet affleurement se présentant en blocs sur le versant et ne présentant ni phénocristal ni craquelure.

1.3. Les gisements de Solhan

La région de Bingöl Solhan possède des affleurements primaires et secondaires. Les obsidiennes en affleurement secondaire sont enveloppées dans des colluvions ou des alluvions qui se situent dans la partie occidentale de la région volcanique. La construction récente de la route dans les terrasses alluviales permet d'avoir accès à des unités basales qui n'étaient probablement pas à l'affleurement avant le tracé de la route. Néanmoins les obsidiennes de surface ou en sub-surface devaient être accessibles.

Les obsidiennes en situation primaire sub-autochtone affleurent en blocs sur le versant des dômes de Halka tepe, Meher tepe, Cemalan, Zümrüt tepe, et en fragments en position autochtones dans les pyroclastites de Şeyhalan tepe et de Kozan tepe (fig.8).

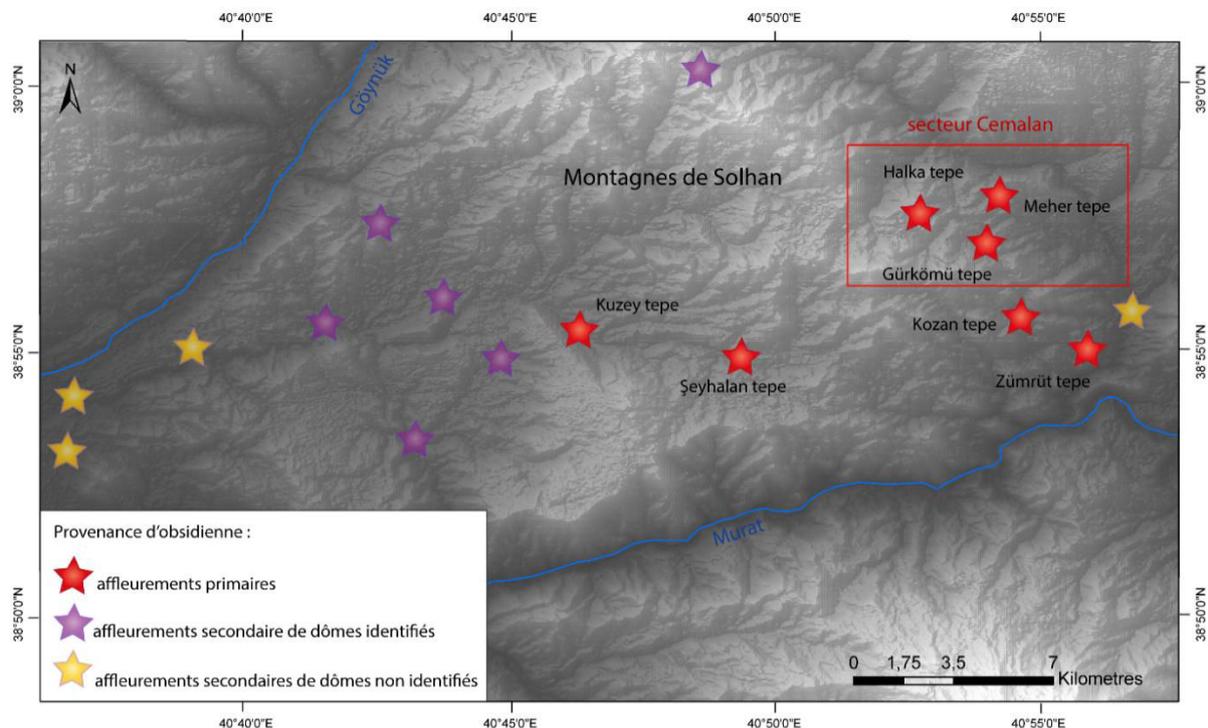


Figure 8 : Carte de localisation des affleurements primaires et secondaires des montagnes de Solhan (fond de carte ASTER)

L'extractibilité au regard de la localisation et du type d'affleurement

Le type d'affleurement est peu diversifié puisque les obsidiennes se présentent soit sous forme de blocs sur les versants de dôme, soit en fragments en surface et plus rarement en bancs en situation primaire, en galets dans les alluvions ou en fragments dans les pyroclastites. Du point de vue de l'extraction de la ressource, tous les affleurements se valent. En revanche les blocs et galets présentent de plus gros volumes de matière ce qui peut être un atout pour la taille et la confection d'outils. En considérant cet aspect, les affleurements de Halka tepe, Cemalan et Meher tepe se présentent comme les meilleurs gisements primaires des montagnes de Solhan en termes d'extractibilité.

La qualité des obsidiennes au regard des caractéristiques macro et microscopiques

Les obsidiennes de la région de Solhan présentent trois types de motifs : uni, rubané et marbré et peuvent avoir un éclat vitreux ou résineux. Tous les types de faciès se retrouvent dans chacun des affleurements. Le faciès n'est pas un critère propre à un affleurement et ne constitue donc pas un critère de discrimination. Les obsidiennes présentent peu de phénocristaux qui sont absents des faciès sans motif (uni). La cassure est conchoïdale pour ces dernières alors qu'elle est plutôt sub-conchoïdale pour les autres.

Le tableau 5 donne les gisements primaires pouvant potentiellement être des sources en fonction des critères établis dans les paragraphes précédents.

localisation	affleurements	accessibilité	extractibilité	quantité	qualité	exploitabilité
Cemalan	Halka tepe	1	2	2	3	Oui (8)
	Görkömu tepe	1	2	2	3	Oui (8)
	Meher tepe	1	2	2	3	Oui (8)
Zumrut tepe	Zumrut tepe	2	2	1	3	Oui (8)
Şeyhalan tepe	Şeyhalan tepe	1	1	1	2	Non (5)
Kuzey tepe	Kuzey tepe	1	1	1	2	Non (5)

Tableau 5: Récapitulatif des différents critères pouvant amener un gisement à être exploité sur le complexe volcanique de Solhan. Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon, et de 0 à 4 pour le code qualité

Les affleurements de Cemalan et de Zümürüt tepe présentent les meilleurs résultats quant aux quatre critères de l'exploitabilité. Néanmoins ce résultat peut être nuancé, en effet, les quatre affleurements obtiennent une même note, les quantités et l'accessibilité sont différentes pour les affleurements de Cemalan et de Zümürüt tepe (fig.8). A qualité égale, les affleurements de Cemalan présentent une abondance d'obsidienne bien supérieure à l'affleurement de Zümürüt tepe. En revanche les affleurements de Cemalan restent moins accessibles que celui de Zümürüt tepe.

Ce résultat ne prend pas en compte les affleurements secondaires bien que ces derniers puissent correspondre à un gisement potentiel. En effet, les obsidiennes allochtones peuvent être attribuées à un dôme (chapitre 11). Ces obsidiennes appartiennent donc chimiquement au groupe formé par les obsidiennes en position primaire et ne peuvent pas être discriminées de ces dernières. Par conséquent l'attribution d'artefacts archéologiques se rapporte à un groupe chimique qui ne distingue pas les obsidiennes en position primaire de celles en positions secondaire.

1.4. Les gisements d'Alatepe

Les gisements de la région d'Alatepe (fig.9) se composent d'obsidienne en position primaire sub-autochtone et très rarement en position autochtone (banc de Zel tepe). Les dômes de Çilek tepe, Kurutarla tepe, Taşkara tepe et Zel tepe sont alignés dans cet ordre le long de la vallée du Göynük, du

sud-ouest vers le nord-est (fig.9). La vallée du Göynük correspond à un accident tectonique majeur lié à l'ouverture de la zone de faille est-anatolienne.

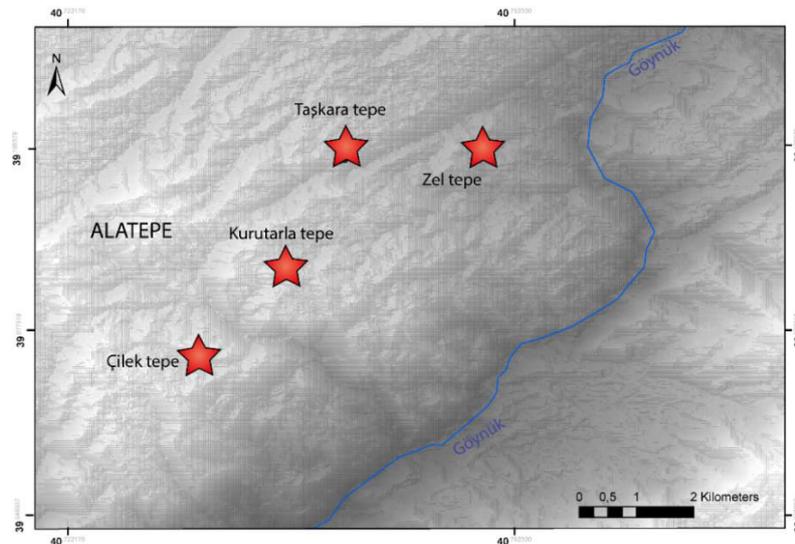


Figure 9 : Carte de localisation des affleurements d'obsidienne (étoile rouge) de la région d'Alatepe (fond de carte ASTER)

L'extractibilité au regard de la localisation et du type d'affleurement

Les dômes à obsidienne se situent entre 15 et 20 km au nord du bassin de Bingöl et sont accessibles par la vallée du Göynük. Les obsidiennes se situent, pour chacun des dômes, sur les versants de chacun des dômes et affleurent en blocs allant de 10 à une vingtaine de centimètres. Le type d'affleurement étant similaire pour chacun des dômes, ce critère ne constitue pas un critère de discrimination dans le classement des meilleurs affleurements au titre de gisement, dans la région d'Alatepe. La localisation des affleurements présente un accès similaire pour chaque affleurement avec néanmoins un accès plus difficile pour Kurutarla tepe, en raison de versants relativement abruptes.

La qualité des obsidiennes au regard des caractéristiques macro et microscopiques

Les obsidiennes de la région d'Alatepe présentent différents motifs : uni, rubané et marbré. Elles ne possèdent pas de phénocristaux, ni de craquelures. Au regard de ces critères, les obsidiennes de cette région volcanique présentent *a priori* toutes une même qualité de taille pour la confection d'artefacts archéologiques (tab.5).

localisation	affleurements	accessibilité	extractibilité	quantité	qualité	exploitabilité
Çilek tepe		2	2	2	4	Oui (10)
Zel tepe		2	2	2	4	Oui (10)
Taşkara tepe		2	2	2	4	Oui (10)
Kurutarla tepe		1	2	2	4	Oui (9)

Tableau 6: Récapitulatif des différents critères pouvant amener un gisement à être exploité sur le complexe volcanique de Solhan. Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon. Carte de localisation fig.10

2. Le jeu de données des artefacts archéologiques

Les données archéologiques ont été fournies par L Khalidi (laboratoire CEPAM, université de Nice Sophia Antipolis, Nice) ; les résultats des analyses chimiques des obsidiennes ont été donnés par B Gratuze (laboratoire IRAMAT, Orléans). Par ailleurs, les résultats des analyses certains artefacts ont été publiés par Khalidi *et al.*, (2016) et Robin *et al.*, (2016). L'acquisition des données brutes sur la composition chimique des artefacts archéologiques présentés dans ce chapitre permet de tester la validité de la méthode développée dans ce travail de recherche.

2.1. Les sites archéologiques du Proche-Orient

Le jeu d'artefacts archéologiques en obsidienne, présenté dans cette thèse, provient de plusieurs sites du Proche-Orient, il s'agit de sites situés au Liban (Tell Labwe), en Syrie (Tell Brak, Tell Zeidan, Khazna), au Qatar (Ras Ushayriq), en Iran (Sang e Caxmaq), et en Iraq (Surezha, Kheit Qasim, Umm Dabaghiyah) ; et d'un site situé dans la vallée de l'Arax, Aknashen (Arménie) (fig. 10). Le site d'Aknashen est plus proche des sources volcaniques arméniennes que de la plupart des sources anatoliennes.



Figure 10 : Carte de localisation des sites archéologiques retenus et des 4 régions volcaniques étudiées (triangles = complexes volcaniques, carrés= sites archéologiques)

Ces sites ont été retenus en raison de 1) la collaboration avec L Khalidi et B Gratuze dans le cadre du projet GeObs facilitant l'acquisition des données brutes, 2) la méthode d'analyse choisie (LA-ICP-MS), qui est la même que dans cette étude sur les obsidiennes d'Anatolie orientale, 3) du laboratoire où ces analyses chimiques ont été réalisées, qui est le même pour les artefacts archéologiques et les échantillons géologiques ; évitant tout biais lié à la méthode d'analyse ou à la mesure.

Les artefacts archéologiques retrouvés dans ces différents sites appartiennent à des niveaux stratigraphiques s'étendant du PPNB tardif (7500-4900 BCE) au Chalcolithique tardif (4200-3100 BCE).

2.2. Les artefacts archéologiques en obsidienne

Les artefacts archéologiques exhumés sur ces différents sites du Proche-Orient correspondent essentiellement à des éclats et des lames. Ces artefacts ont été extraits de plusieurs niveaux dans les sites archéologiques de Tell Labwe (Liban), Tell Zeidan (Syrie) où l'obsidienne représente 5% de l'assemblage lithique. Sur le site archéologique de Tell Brak (Syrie), les obsidiennes représentent 19% de l'assemblage lithique et se composent de lames, éclats, de cortex de préparation et de rajeunissement (Khalidi *et al.*, 2009). Le site de Surezha présente 25 pièces exhumées en obsidienne représentant des outils et des débris de production (Stein et Alizadeh, 2013).

Pays	sites archéologiques	période	
Liban	Tell Labwe	PPNB tardif	7500-4900 BCE
Syrie	Tell Zeidan	Obeïd	6200-5900 BP
	Khazna	LC1-LC2	
	Tell Brak	LC2-LC3	4800-3600 BCE
Iraq	Umm Dabaghiyah	Halaf/ Obeïd	
	Surheza	LC1-LC3	4800-4200 BCE (LC1)
	Kheit Qasim	Obeïd	
Iran	Sang e Caxmaq		7000-5000 BCE
Qatar	Ras Ushayriq	Obeïd	6500-5500 BCE
Arménie	Aknashen	Néo/Chalco	

Tableau 7: Localisation des sites archéologiques à obsidienne, au Proche-Orient, retenus et période d'utilisation de l'obsidienne pour chaque site archéologique

Les artefacts étudiés couvrent une large période allant du PPNB tardif au Chalcolithique (tab.7). Ces artefacts ont tous été analysés antérieurement à nos travaux et ont donc été attribués à un complexe volcanique en Anatolie orientale. Ce jeu de données sur des artefacts archéologiques permet de confronter les résultats de leurs analyses chimiques avec ceux obtenus à l'échelle de l'affleurement et/ ou de la coulée et/ ou du dôme. En effet, notre objectif, ici, est d'évaluer l'apport des analyses de terrain et de laboratoire aux échelles fines à l'intérieur de chaque complexe volcanique pour l'attribution de source aux artefacts archéologiques.

3. Comparaison des signatures chimiques et attribution aux gisements

Les analyses chimiques par LA-ICP-MS menées sur les artefacts archéologiques et sur les échantillons géologiques à l'échelle de chaque complexe volcanique ont été effectuées sur le même appareil au laboratoire IRAMAT centre Ernest Babelon à Orléans (Gratuze, 1999).

Dans un souci de validation des affleurements définis par notre approche comme potentiellement exploitables dans chaque région volcanique, la comparaison des signatures chimiques entre

échantillons géologiques et artefacts archéologiques a été entreprise d'une part à l'aide de diagrammes binaires et d'autre part à l'aide de statistiques multivariées (AFD).

3.1. La comparaison avec des diagrammes binaires : exemple des artefacts attribués au Nemrut

La discrimination de différents affleurements à l'aide d'un simple couple d'éléments fonctionne bien pour le complexe volcanique du Nemrut en utilisant le couple titane (Ti) vs manganèse (Mn). Le diagramme (fig.11) présente un alignement de groupes formés par les échantillons des sept affleurements identifiés par nos études de terrain. Un groupe chimique correspond à un affleurement (fig.11).

Sur la base de l'attribution de 96 artefacts au Nemrut (parmi le jeu d'artefacts utilisé ici) par B. Gratuze, nous proposons de tenter de préciser l'affleurement ayant été exploité par les populations préhistoriques.

Les artefacts archéologiques, à la variabilité près, se superposent au groupe chimique 2 qui correspond à l'affleurement n° 5 soit à l'affleurement de Sıcaksu (fig. 11). Il s'agit de l'affleurement que nous avons repéré comme le plus exploitable. Les observations de terrain, confirmées par les analyses chimiques, attestent que l'affleurement de Sıcaksu est le gisement le plus probable sur le Nemrut (Khalidi *et al.*, 2016 ; Robin *et al.*, 2016).

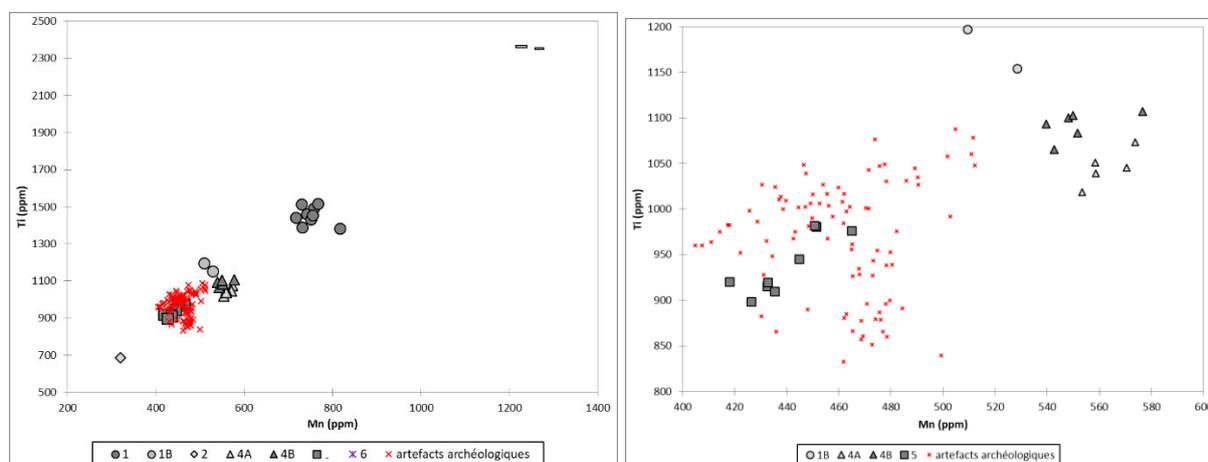


Figure 9 : Diagramme binaire Ti vs Mn, pour toutes les obsidiennes échantillonnées sur le Nemrut en comparaison avec 91 artefacts archéologiques provenant de différents sites au Proche-Orient; figure de droite zoom (d'après Robin et al., 2016)

3.2. La comparaison multivariée

Une première analyse statistique permet de discriminer les régions volcaniques auxquelles les artefacts archéologiques appartiennent. Les compositions chimiques des artefacts archéologiques en obsidienne ont été comparées à celles des obsidiennes provenant des quatre régions volcaniques étudiées dans cette thèse confirmant les attributions préalablement établies par B. Gratuze.

Dans un second temps, une analyse discriminante au niveau régional est réalisée pour tenter l'attribution des artefacts archéologiques à une échelle spatiale plus fine que l'échelle régionale, il s'agit de l'échelle de l'affleurement.

Les artefacts associés aux gisements du Gürgürbaba

Les affleurements d'obsidienne du complexe Meydan-Gürgürbaba ont une signature chimique très proche (chapitre 8 : le complexe du Meydan-Gürgürbaba), l'analyse factorielle discriminante a été réalisée avec les 17 éléments les plus discriminants déterminés grâce au spidergramme (chapitre 8). L'AFD montre que cette méthode ne permet pas de discriminer clairement ces affleurements entre eux (fig. 12).

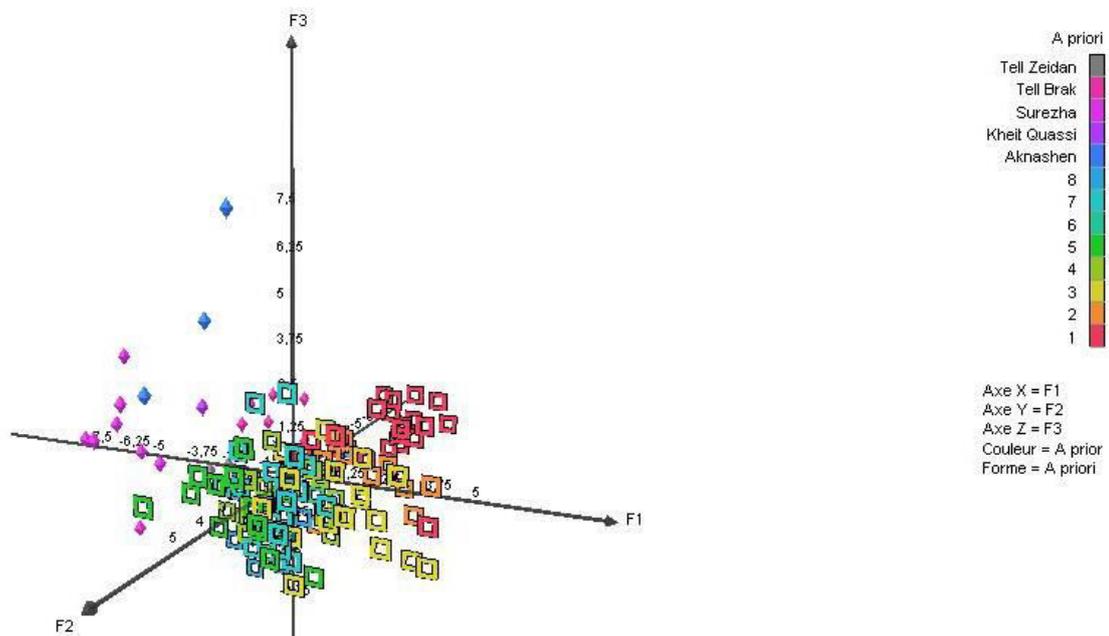


Figure 12: Représentation 3D des axes F1, F2, F3 de l'analyse multivariée (AFD) définissant des groupes géochimiques pour les obsidiennes du Gürgürbaba (carré évidé du rouge au bleu) et du jeu d'artefacts (diamant du bleu foncé au gris)

A cette étape de l'analyse il n'est donc pas possible d'attribuer un gisement précis dans le Gürgürbaba aux artefacts archéologiques attribué dans Khalidi *et al.*, (2016) autre que la source à l'échelle du massif volcanique. Les études de terrain permettent de préciser à l'échelle de l'événement, ici celui du Gürgürbaba. Néanmoins, en étudiant certains paramètres comme la distance de Mahalanobis, il est possible de nuancer l'attribution. Ainsi, les artefacts archéologiques de Tell Zeidan présentent les distances les plus faibles avec les obsidiennes des affleurements n° 4 et n° 8 (tab.8). Les artefacts d'Aknashen présentent la plus grande distance avec tous les affleurements, bien que cette distance reste dans les ordres de grandeur des distances de Mahalanobis des autres affleurements (tab. 8).

Les distances de Mahalanobis entre artefacts archéologiques et affleurements d'obsidienne sont de un à deux ordres de grandeur des distances entre affleurements. Les artefacts archéologiques étudié ici proviennent du Gürgürbaba, et semblent plus précisément provenir de l'affleurement n° 4 situé près du village de Duvenci, le long de la route menant à la caldera, ainsi que de l'affleurement n° 8.

groupes	1	2	3	4	5	6	7	8
1	0	5,105	14,329	13,633	28,624	24,918	18,408	23,584
2	5,105	0	7,518	9,320	18,709	15,741	11,754	19,374
3	14,329	7,518	0	10,798	7,329	26,483	4,714	25,581
4	13,633	9,320	10,798	0	10,513	8,381	6,376	5,210
5	28,624	18,709	7,329	10,513	0	26,217	1,973	22,594
6	24,918	15,741	26,483	8,381	26,217	0	21,007	6,850
7	18,408	11,754	4,714	6,376	1,973	21,007	0	18,900
8	23,584	19,374	25,581	5,210	22,594	6,850	18,900	0
Aknashen	67,582	66,142	66,061	49,690	53,160	69,913	52,807	63,260
Kheit Quassi	38,593	36,883	41,920	22,176	30,012	29,066	25,853	28,104
Surezha	62,126	56,153	56,706	31,421	33,078	42,889	33,845	33,130
Tell Brak	34,144	41,755	59,247	32,996	57,207	42,771	48,177	29,775
Tell Zeidan	33,405	29,992	34,267	16,124	21,411	26,865	20,731	15,758

Tableau 8: Distance de Mahalanobis entre les affleurements du Gürgürbaba et des artefacts archéologiques attribués à priori du Gürgürbaba

Les artefacts associés aux gisements du Nemrut

L'analyse factorielle discriminante s'est effectuée sur les éléments chimiques les plus discriminants donnés par l'analyse en ICP-MS (chapitre 9). Que ce soit par une analyse multivariée ou par un diagramme binaire, la comparaison des compositions chimiques entre artefacts archéologiques et échantillons géologiques montre une affinité forte entre ces artefacts et les échantillons provenant de l'affleurement de Sicaksu (fig. 13).

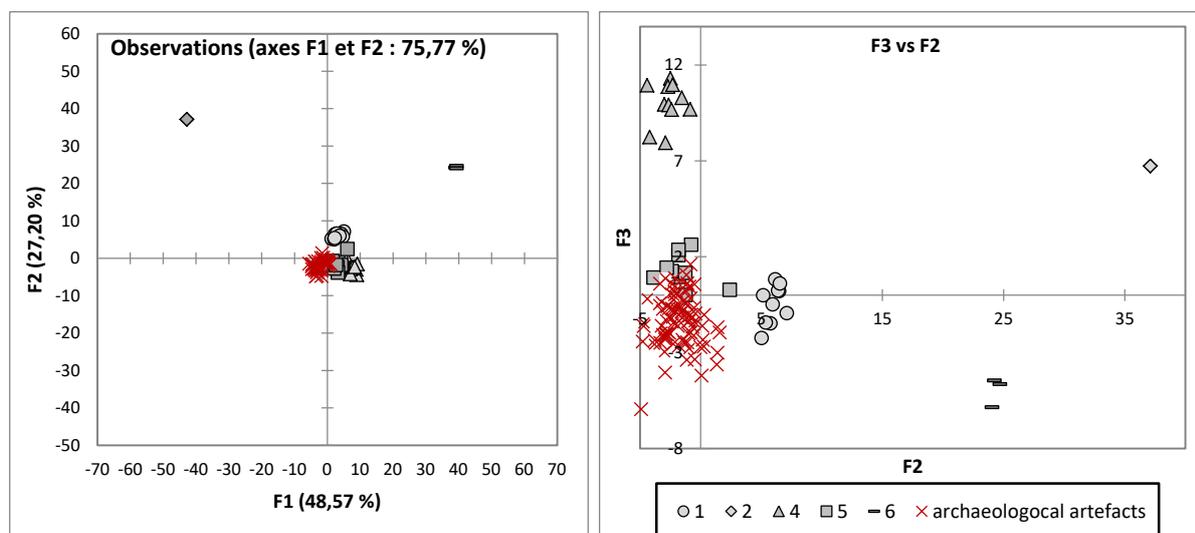


Figure 13: Représentation graphique des axes F1 et F2 de l'analyse factorielle discriminante des artefacts archéologiques et des échantillons géologiques du Nemrut. Les numéros correspondent aux numéros d'affleurement (fig. 2)

L'analyse multivariée confirme l'observation faite à partir du diagramme binaire. De fait, ces artefacts archéologiques provenant des plusieurs sites au Proche-Orient sont attribués au gisement en « patch », de Sicaksu (Robin *et al.*, 2016 ; Khalidi *et al.*, 2016).

Les artefacts associés aux gisements de Solhan

L'analyse statistique a été réalisée sur les 28 éléments les plus discriminants donnés par le spidergramme (chapitre 10). L'analyse statistique par AFD suggère une signature chimique similaire

des obsidiennes des gisements de Gürkömü tepe, Halka tepe et Meher tepe qui appartiennent au secteur de Cemalan (fig.14). Le mode de représentation de l'AFD pour l'attribution des artefacts aux gisements de Solhan ne permet pas de déterminer une appartenance claire des artefacts à l'échelle de l'affleurement parmi ceux du massif de Solhan.

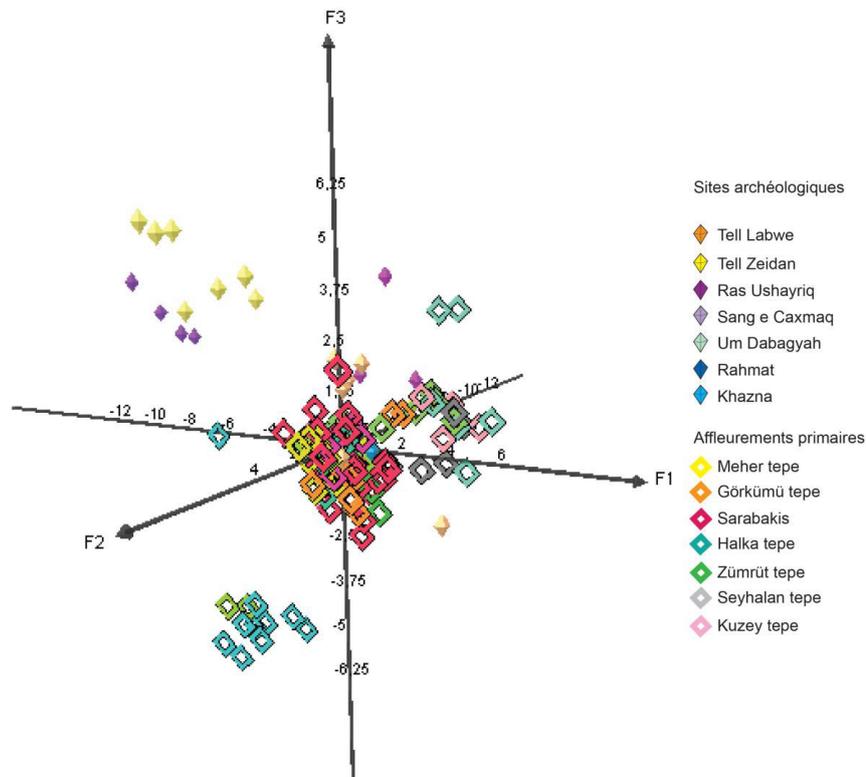


Figure 14: Représentation graphique des résultats de l'AFD sur les axes F1, F2 et F3 pour les compositions chimiques des affleurements de Solhan et des artefacts archéologiques des sites de Tell Labwe, Tell Zeidan, Ras Ushayriq, Sang e Caxmaq, Um Dabagyah, Rahmat et Khazna

Une partie des artefacts (Tell Zeidan et Ras Usharyah) semblent n'avoir aucune appartenance avec les affleurements étudiés. Les distances de Mahalonobis (tab. 9). Pour ces artefacts, sont les plus grandes par rapport à la distance inter-affleurement et comparativement aux distances entre les artefacts des autres sites et les affleurements. Les artefacts du site de Khazna affichent une distance la plus petite pour l'affleurement de Halka tepe (Cemalan). Les artefacts du site de Tell Labwe sont attribués à l'affleurement de Gürkömü tepe (Cemalan), de même que les artefacts des sites d'Um Dabagyah et Sang e Caxmaq proviennent probablement de l'affleurement de Zümrüt tepe.

groupes	GürKöümü Tepe	Mehter Tepe	Halka Tepe	Khazna	Rahmat	Ras Ushayriq	Sange Caxmaq	Sarabakis	Seyhahlan tepe	Tell Labwe	Tell Zeidan	Um Dabagyah	Zümrüt tepe	Kuzey tepe
GürKöümü Tepe	0	4,274	7,719	44,116	186,294	154,933	49,398	4,091	23,891	15,290	54,744	53,557	13,567	38,589
Mehter Tepe	4,274	0	6,743	50,300	192,042	140,085	49,868	3,058	34,221	21,858	48,665	55,568	19,489	51,700
Halka Tepe	7,719	6,743	0	44,066	171,962	135,410	51,622	9,955	31,940	24,843	55,462	49,962	16,571	44,934
Khazna	44,116	50,300	44,066	0	223,916	193,488	58,712	44,368	88,916	66,658	118,182	73,927	63,195	85,188
Rahmat	186,294	192,042	171,962	223,916	0	134,609	150,481	194,223	168,888	240,609	260,350	156,277	162,652	182,860
Ras Ushayriq	154,933	140,085	135,410	193,488	134,609	0	154,707	146,331	187,686	198,586	106,322	175,210	159,675	201,665
Sange Caxmaq	49,398	49,868	51,622	58,712	150,481	154,707	0	44,591	69,245	62,509	88,163	43,600	41,039	59,755
Sarabakis	4,091	3,058	9,955	44,368	194,223	146,331	44,591	0	32,545	22,863	52,208	48,904	17,165	49,098
Seyhahlan tepe	23,891	34,221	31,940	88,916	168,888	187,686	69,245	32,545	0	42,991	99,623	65,782	17,027	21,828
Tell Labwe	15,290	21,858	24,843	66,658	240,609	198,586	62,509	22,863	42,991	0	48,177	73,565	21,642	40,795
Tell Zeidan	54,744	48,665	55,462	118,182	260,350	106,322	88,163	52,208	99,623	48,177	0	119,135	65,293	95,120
Um Dabagyah 1	53,557	55,568	49,962	73,927	156,277	175,210	43,600	48,904	65,782	73,565	119,135	0	39,549	65,924
Zümrüt tepe	13,567	19,489	16,571	63,195	162,652	159,675	41,039	17,165	17,027	21,642	65,293	39,549	0	15,094
Kuzey tepe	38,589	51,700	44,934	85,188	182,860	201,665	59,755	49,098	21,828	40,795	95,120	65,924	15,094	0

Tableau 9 : Distance de Malahanobis des affleurements d'obsidienne de la région de Solhan et du jeu d'artefacts des sites de Tell Labwe (Liban), Um Dabaragvah, Tell Zeidan, Khazna (Svria), Sang e Caxmaq, Rhamat (Iran), Ras Ushavriq et Um Darabagvah (Iraq)

Les artefacts associés aux gisements d'Alatepe

L'analyse discriminante par AFD des affleurements de la région volcanique d'Alatepe est faite sur les 17 éléments les plus discriminants repérés à l'aide du spidergramme (chapitre 11).

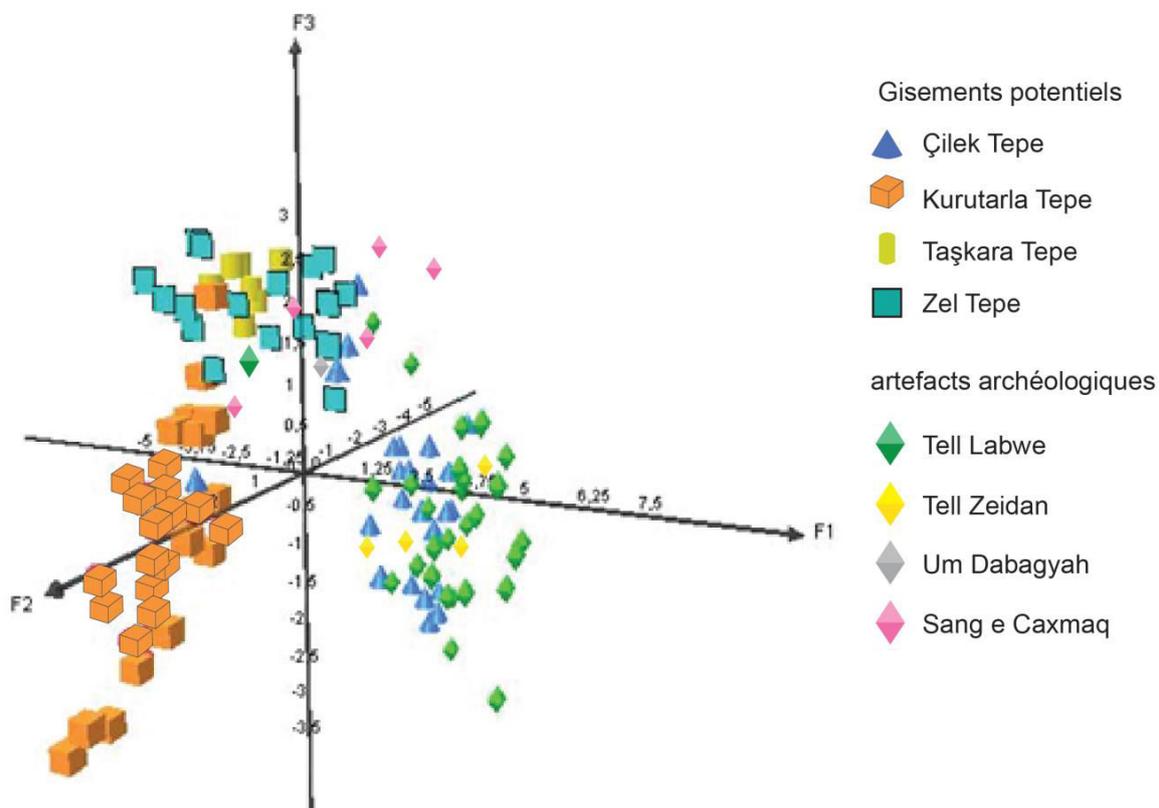


Figure 15: Représentation des axes F1, F2 et F3 de l'AFD des affleurements d'obsidienne et des données du jeu d'artefact (diamants) de Tell Labwe (Liban), Tell Zeidan, Um Dabagyah et Sang e Caxmaq

La représentation graphique des résultats de l'AFD sur les trois axes principaux montre que les artefacts en obsidienne du site de Tell Labwe (Liban) et de Tell Zeidan (Syrie) proviennent de l'affleurement de Çilek tepe (fig.15). Les obsidiennes des sites de Um Dabagyah (Iraq) et de Sang e Caxmaq (Iran) proviendraient de Zel Tepe.

	Kurutarla tepe	Taşkara tepe	Uzun tepe	Zel tepe	Çilek tepe
Kurutarla tepe	0	16,231	14,609	16,679	48,029
Taşkara tepe	16,231	0	47,284	14,121	46,440
Uzun tepe	14,609	47,284	0	55,087	47,284
Zel tepe	16,679	14,121	55,087	0	14,121
Çilek tepe	48,029	46,440	69,707	69,707	0
Sang e Caxmaq	101,197	129,863	103,125	103,125	72,055
Tell Labwe	101,177	99,759	144,391	144,391	140,833
Tell Zeidan	89,908	102,161	114,434	114,434	75,337
Um Dabagyah	305304474,43	305285806,75	305345419,37	305345419,37	305303267,22

Tableau 10 : Distance de Mahalanobis pour les affleurements de la région d'Alatepe et les artefacts de Tell Labwe (Liban)

La distance de Mahalanobis est la plus faible entre les artefacts de Tell Labwe – qui présente le plus grand nombre d’artefacts provenant de cette région volcanique- et l’affleurement de Çilek tepe (tab.13) et dans le même ordre de grandeur des distances entre affleurements confirmant bien l’appartenance à la région volcanique. Les artefacts provenant du site Um Dabagyah présentent des distances nettement supérieures aux obsidiennes provenant des cinq dômes suggérant une non appartenance des artefacts de ce site à cette région volcanique. Seul un artefact de ce site semble provenir de Çilek tepe.

3.3. Diffusion des obsidiennes extraites des quatre complexes volcaniques étudiés vers les sites archéologiques du jeu d’artefacts

L’attribution du set d’artefacts archéologiques donné, par différentes analyses statistiques, permet de confirmer la validité des hypothèses faites à partir des études de terrain et des faciès des obsidiennes à différentes échelles. A l’échelle du Proche-Orient, la région volcanique reste une échelle valide pour déterminer la source d’obsidienne exploitée pour la confection d’outils ; elle permet une vision globale des distances de diffusion (fig. 16) et de mettre en lumière des corridors de circulation.



Figure 16 : Carte de la répartition d’un set d’artefacts en obsidienne (en % par rapport au total des objets en obsidienne) selon leur origine volcanique (pour les 4 régions d’Anatolie orientale étudiées) dans chaque site archéologique

L’obsidienne du Meydan se retrouve exclusivement dans le site d’Aknashen (Arménie) et en faible proportion dans les sites de Surezha et Kheit Qasim situés le long de la vallée du Tigre. Les obsidiennes du Nemrut diffusent très largement dans les sites archéologiques situés le long du piedmont du Zagros sur la vallée du Tigre et de façon moins importante le long de la vallée de l’Euphrate, à l’exception du site archéologique de Khazna. L’obsidienne du Nemrut se retrouve également sur le site archéologique de Tell Labwe dans le Levant nord.

Grâce à ce travail, nous pouvons maintenant proposer des attributions à l'échelle des gisements (fig.17). Lorsque celle-ci est rapportée à une échelle temporelle, il est possible de suivre la diffusion en fonction du temps, cette dernière étude ne fait pas partie du cadre de la thèse. Néanmoins, les recherches menées dans le cadre du projet GeObs (ANR) permettent d'apporter des précisions sur cette évolution temporelle des transports d'obsidienne

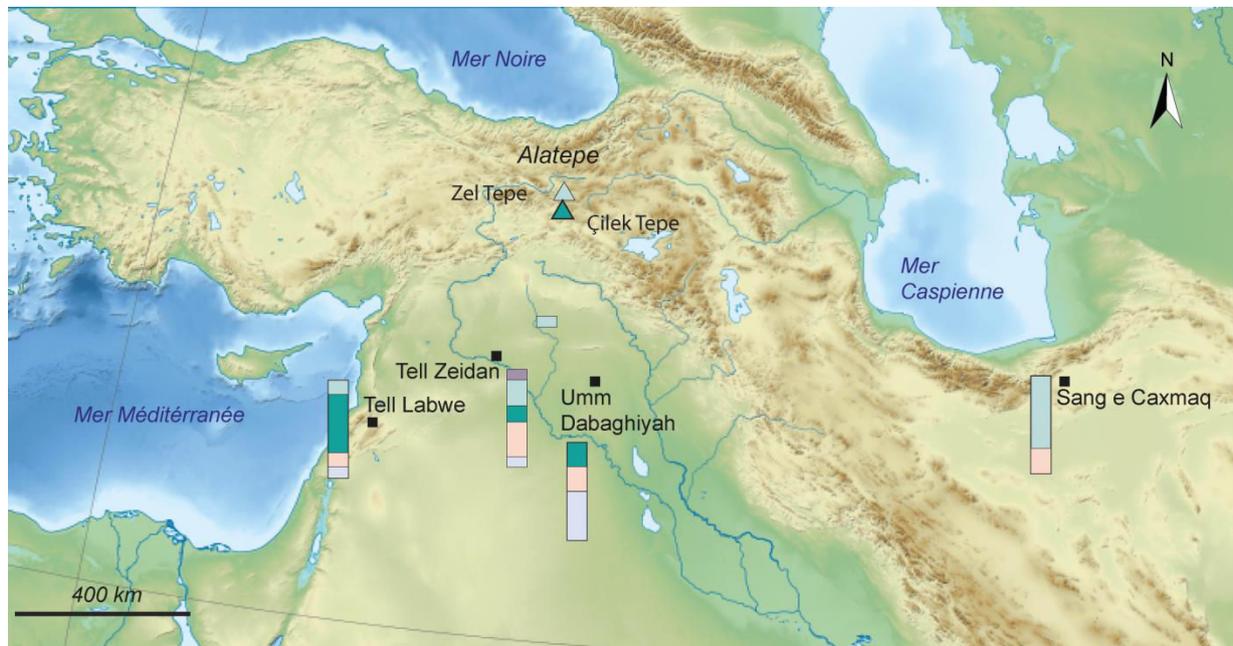


Figure 17 : Pourcentage d'artefacts en provenance des affleurements de Zel tepe (vert clair) et de Çilek tepe (vert foncé) dans le total des artefacts attribués à Alatepe pour les périodes Halaf/Obeïd et Obeïd

La précision de l'échelle spatiale des gisements d'obsidienne participe à la compréhension de l'occupation et la gestion du territoire et de façon indirecte renseigne sur les routes de diffusion du matériau du gisement au(x) site(s) archéologique(s) ainsi que sur leur évolution dans le temps.

4. Discussion sur la méthode d'attribution et apport de l'approche intégrée

4.1. Les limites de la méthode

Les analyses statistiques fondées sur les compositions chimiques attribuent à chaque artefact archéologique un gisement qui correspond au voisin statistique le plus proche. De ce fait il ne peut y avoir d'artefacts sans attribution de gisement. Or tous les gisements ne sont pas connus, il peut donc y avoir de nouveaux groupes chimiques. C'est le cas, par exemple, du groupe chimique 3d identifié uniquement dans des artefacts retrouvés dans la région de Bingöl (Chataigner, 1998), qui englobe Alatepe et Solhan mais dont le gisement reste inconnu. Par conséquent cette méthode seule permet de trouver le gisement, le plus probable uniquement parmi ceux disponibles. Ces résultats peuvent être nuancés en regardant les distances statistiques de chaque individu par rapport au centre d'un espace multivarié (distance de Mahalanobis). Plus la distance est importante, plus la valeur est considérée comme aberrante par rapport aux valeurs moyennes du groupe. Ces valeurs aberrantes pourraient être

reclassées et former un groupe distinct du groupe auquel elles ont été affectées, hors groupes connus (l'AFD reclassé à *posteriori* les individus de groupes connus *a priori*).

Les attributions doivent être formalisées en probabilités d'appartenance à chaque échelle spatiale (région volcanique, complexe volcanique, événement, affleurement), sous forme d'un arbre d'attribution (fig. 18). Il est donc nécessaire d'intégrer les sources potentielles inconnues, d'avoir une connaissance exhaustive des sources et par conséquent d'intégrer la connaissance de l'expert.

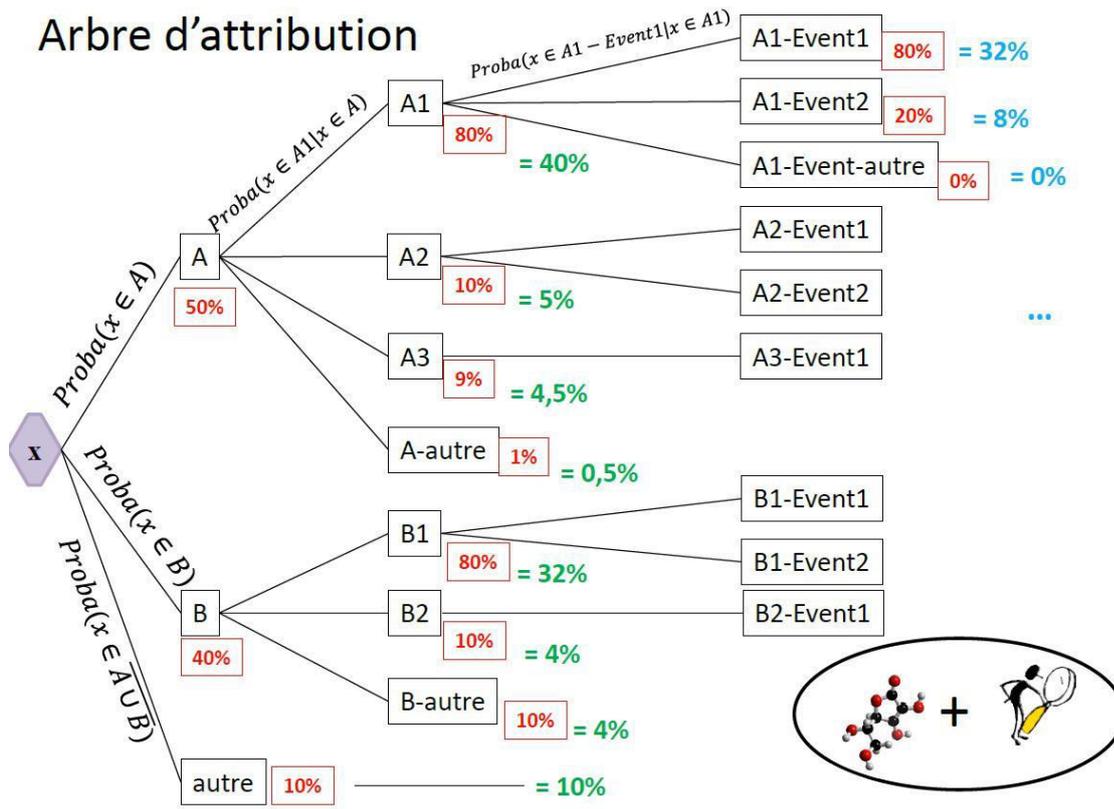


Figure 18 : Arbre d'attribution des artefacts à un gisement probable fondé sur les connaissances expertes et sur la composition chimique des artefacts archéologiques et des échantillons géologiques (d'après D. Grancher, com. perso). X : artefact à attribuer, A : région volcanique, A1 : complexe volcanique, A1-événement1 : événement. L'arbre d'attribution descend à l'échelle la plus fine soit celle de l'affleurement

4.2. L'apport d'une approche intégrée terrain/ laboratoire dans les études de provenance

L'approche intégrée terrain/laboratoire permet l'identification précise et la caractérisation complète des affleurements d'obsidienne et des obsidiennes elles-mêmes. Le contexte d'affleurement est donné par la géologie et la géomorphologie à l'échelle locale. Il détermine l'accessibilité aux affleurements. Le type d'affleurement (bancs, lits, blocs, nodules) relevé sur le terrain permet de caractériser qualitativement l'extractibilité de l'obsidienne et sa quantité disponible. L'extraction de la matière première est d'autant plus aisée lorsque celle-ci affleure en blocs sur le versant et semble d'autant plus difficile lorsqu'elle alterne en lits fins avec de la roche cristallisée. L'étude des caractéristiques en

macroscopie et en lame mince permet de déterminer la qualité de l'obsidienne. Bien sûr, il faut mettre en regard ce critère et le projet technologique, car en fonction du projet technologique le besoin qualitatif de l'obsidienne n'est pas le même. Dans notre cas, nous considérons que l'obsidienne est utilisée pour la confection d'outils, il est donc nécessaire que l'obsidienne ne présente que peu ou pas de défauts (craquelures, phénocristaux) afin d'être façonnée.

Les données acquises sur le terrain et en laboratoire définissent une connaissance « experte » des affleurements potentiellement exploitables en déterminant les quatre critères d'exploitabilité que sont l'accessibilité, l'extractibilité, la quantité et la qualité. Cette connaissance du matériau autant que celle de son lieu de mise en place permet de faire une première discrimination entre les affleurements et donc d'identifier les gisements probables.

4.3. Les gisements les plus probables en Anatolie orientale

L'attribution des gisements d'obsidienne doit se faire en termes de probabilité au vue des incertitudes liées d'une part à la variabilité chimique propre au matériau d'étude et à l'évolution des paysages (fossilisation des affleurements, érosion des pentes, incision, accumulation dans les vallées). Ce dernier critère peut entraîner une perte d'informations sur les affleurements passés.

Au regard des observations de terrain, des analyses chimiques, pétrologiques et des analyses statistiques, il est possible d'identifier les gisements d'obsidienne exploités les plus probables, durant les périodes préhistoriques. Nous avons procédé à ce rapprochement pour des artefacts datés du PPNB tardif au Chalcolithique. Les gisements reconnus pour ce jeu d'artefact sont (1) pour la région du Meydan les affleurements du flanc sud, (2) pour le Nemrut l'affleurement de Sicaksu, (3) pour la région de Solhan les dômes du secteur de Cemalan et (4) pour la région d'Alatepe les dômes de Çilek tepe et Zel tepe.

Préciser les gisements permet de préciser les routes et les modes de diffusion de l'obsidienne, et d'informer potentiellement sur les interactions entre populations. Du gîte au site, les routes qui se dessinent de façon intuitive sont celles des vallées de l'Euphrate et de ses affluents. Or les recherches menées dans le cadre de GeObs montrent, pour l'Anatolie orientale et les sites archéologiques du Proche-Orient, des corridors de diffusion qui ne sont pas nécessairement dépendant des vallées (Grancher *et al.*, 2016). En effet, Barge et Chataigner (2003) montrent qu'il existe différents facteurs amenant à l'exploitation d'une source, comme les chemins de transhumance qui sont souvent sur des plateaux, le contexte géographique des sites (les sites enclavés exploitent presque exclusivement les gisements des volcans qui les entourent), la qualité du matériau lorsque plusieurs sources sont accessibles, et les axes de communication entre les sites archéologiques.

Conclusion

L'observation de terrain ainsi que les analyses sur les caractéristiques physiques des obsidiennes d'Anatolie orientale sont de bons indicateurs pour déterminer le ou les candidat(s) possible(s) au titre de gisements probablement exploités au Paléolithique, au Néolithique et /ou Chalcolithique. L'analyse chimique et la comparaison avec des artefacts permettent de valider ou non les hypothèses préalablement formulées. Cette méthodologie alliant observations de terrain, analyses des caractéristiques physiques (faciès, pétrologie) démontre son efficacité et son importance dans les études de provenance en :

- (1) déterminant/ présélectionnant qualitativement les gisements potentiels dans une région donnée
- (2) précisant l'échelle spatiale d'une source en identifiant un gisement
- (3) apportant une dimension spatiale sur l'attribution correspondant à une réalité expérimentée par les populations passées
- (4) évitant les erreurs d'attribution liée aux limites de la méthode géochimique seule (*e.g* attribution d'artefacts au groupe « Nemrut Sud » dont les obsidiennes sont pourtant de piètre qualité, et souligné par Frahm (2012)).

Chapitre 13 – Contexte d’affleurement et caractéristiques des obsidiennes : des indices pour la compréhension des modes de mise en place

Introduction

Les obsidiennes d’Anatolie orientale ont une composition chimique appartenant au domaine des rhyolites (fig. 1a). Le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (d’après Winchester et Floyd, 1977), présenté en figure 1b, précise le domaine rhyolitique et montre qu’environ la moitié des échantillons récoltés se répartit dans le champ des comendites/ pantellerites. Leur distribution dans le diagramme Al_2O_3 vs FeO total de MacDonald (1973) (fig.1c), la majorité des échantillons (environ 98 %), les place dans le champ des comendites.

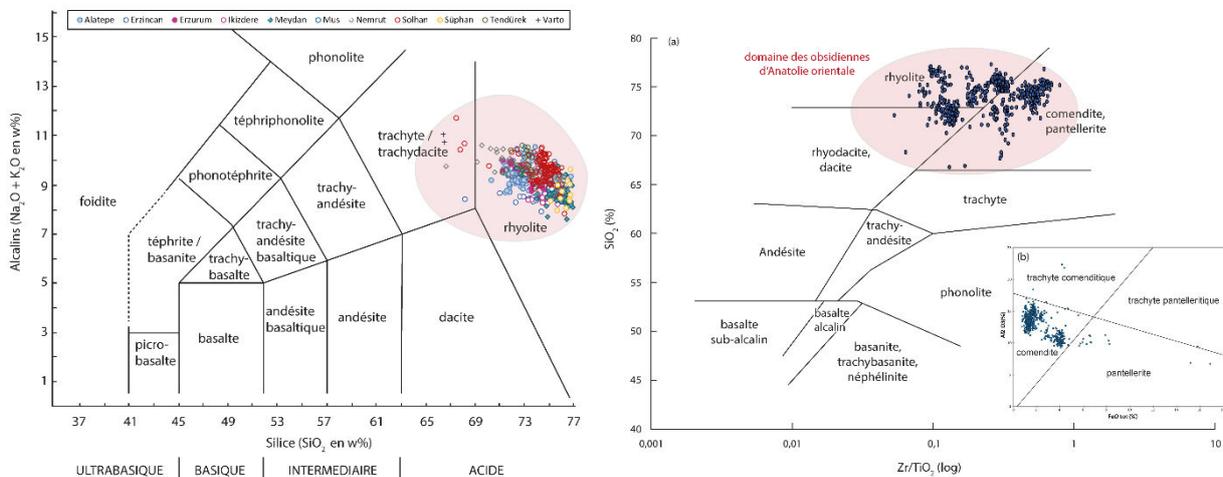


Figure 1 : Diagrammes des compositions chimiques des obsidiennes d’Anatolie orientale (a) dans le diagramme TAS d’après (), (b) dans le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (d’après Winchester et Floyd, 1977) et (c) dans le diagramme Al_2O_3 vs FeO total (d’après MacDonald, 1973)

La formation des obsidiennes ne dépend pas tant de la composition chimique du magma que des conditions locales de mise en place (Poidevin, 1998). Reconstituer les modes de mise en place n’est pas toujours aisé sur des complexes volcaniques évolués. Néanmoins, l’approche couplée de l’étude des contextes d’affleurement et des caractéristiques microscopiques permet souvent de déduire les modalités de mise en place.

Ce chapitre de discussion sur les modes de mise en place débute par l’apport du contexte d’affleurement des formations obsidienniques dans les régions volcaniques étudiées. Cette première partie est suivie par une seconde sur les caractéristiques microscopiques et les indices qu’elles peuvent apporter dans la compréhension de la formation des obsidiennes.

1. Types de gisement exploitable et reconstitution des modes de mise en place

Dans les quatre complexes volcaniques de cette étude, les affleurements qui semblent avoir été privilégiés par les populations préhistoriques sont de deux types. Le premier type correspond aux affleurements de type blocs sub-autochtones (sur le versant) et allochtones (dans les alluvions et/ou colluvions et/ou formation de couverture). Le second type correspond aux couches massives (bancs dont l'épaisseur varie entre 10 cm et 1 m) à très massive (supérieure au mètre).

Dans les quatre complexes volcaniques étudiés de la thèse, le premier type (en bloc) s'observe sur le complexe volcanique du Nemrut (affleurement de Sıcaksu), dans la région de Solhan (Cemalan, Meher tepe et Halka tepe pour les affleurements sub-autochtones (primaire), et le long de Koçan deresi pour les affleurements secondaires), ainsi que dans la région d'Alatepe (Çilek tepe, Kurutarla tepe, Taşkara tepe et Zel tepe). Le second type d'affleurement (en banc ou en « mur ») s'observe sur le complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba. Il y est associé à la phase explosive précédant l'extrusion du dôme terminal du Gürgürbaba. Des blocs sub-autochtones d'obsidienne peuvent être associés aux « murs » à proximité des affleurements d'Ulupamir (affleurement n°8) et de Duvenci (affleurement n°4).

Les affleurements en blocs

Dans les régions de Solhan, d'Alatepe et du Nemrut, les obsidiennes affleurent en blocs, formant des « patchs ». Les structures associées à la mise en place n'apparaissent plus. De ce fait, seules des hypothèses peuvent être formulées.

Les obsidiennes de l'affleurement de Sıcaksu (Nemrut) affleurent sous forme de patch sur le versant (chapitre 9). Ces obsidiennes sont stratigraphiquement recouvertes par un dépôt ignimbritique (l'ignimbrite du Nemrut de Çubukçu *et al.*, 2012), et reposent stratigraphiquement sur une coulée de trachyte comenditique. Du fait de l'absence d'affleurement *in situ* les obsidiennes de Sıcaksu pourraient être associées soit (1) à la coulée de trachyte comenditique, soit (2) à l'ignimbrite de Nemrut, soit encore (3) à une intrusion sous forme de dyke. L'âge mesuré pour les obsidiennes de Sıcaksu est de 205 ± 8 ka (Robin *et al.*, 2016), ce qui est plus vieux que l'ignimbrite du Nemrut (< 100 ka ; Çubukçu *et al.*, 2012) mais plus jeune que la coulée de trachyte (> 264 ka ; Çubukçu *et al.*, 2012). Il est donc très probable que ces obsidiennes proviennent d'un dyke dont il ne reste plus que des blocs formant un patch en surface.

Les obsidiennes de la région de Solhan, en situation primaire, sont soit associées à des pyroclastites (affleurements de Şeyhalan tepe, Kuzey tepe), soit en patch (blocs) sur les versants et les sommets de dômes (dômes du secteur de Cemalan). Aucun élément structural ou stratigraphique ne permet de remonter au mode de mise en place des obsidiennes en patch.

Les obsidiennes de la région volcanique d'Alatepe affleurent en bloc (situation primaire sub-autochtone). Elles sont associées à des volumes importants de dépôts pyroclastiques. Comme pour la région de Solhan, aucun élément de structure ou de stratigraphie ne permet de reconstituer les modes de mise en place.

Les affleurements en couche

Sur le complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba, les affleurements géologiques d'obsidienne se présentent sous forme de couches plus ou moins massives. Ces affleurements sont localisés à la base pyroclastique du Gürgürbaba et le long d'une coulée allant de l'évent jusqu'au village d'Ulupamir (chapitre 8). Cette coulée présente, dans sa partie cristallisée (affleurements 7 et 8), un aspect en grain et friable. L'étude menée sur le dôme du Gürgürbaba suggère que les obsidiennes appartiennent à la formation pyroclastique précédant l'extrusion du dôme, et sont le résultat d'une soudure dense des tephres.

Les contextes d'affleurement des obsidiennes façonnables pour la confection d'outils, sur ces quatre complexes volcaniques suggèrent trois résultats, dont deux hypothèses de mise en place des affleurements d'obsidienne. En premier lieu, lorsque les obsidiennes affleurent en bloc sans aucun indice structural ou stratigraphique, il n'est pas possible d'en déduire un mode de mise en place. Dans un second temps, si des indices structuraux ou stratigraphiques complètent le type d'affleurement alors on peut en déduire deux hypothèses de mise en place. Les obsidiennes peuvent provenir soit d'un dyke soit d'une soudure dense de dépôt pyroclastique. L'analyse microscopique permet de choisir entre ces deux hypothèses.

2. Caractéristiques microscopiques des obsidiennes

Région volcanique	Echantillon en lame mince	Uni	Rubané	Marbré	Cristaux >250 µm	Glass shards	Fiammes	bulles	microlites
Gürgürbaba	43	47	23	30	0	18	37	11	93
Nemrut	14	42	57	0	57	14	0	14	64
Solhan	31	35	58	7	9	6	3	0	83
Alatepe	32	18	66	16	6	6	3	3	93

Tableau 1 : Nombre de lames minces par région volcanique et pour chaque trait physique en % arrondis à l'entier le plus proche (certaines obsidiennes possèdent plusieurs traits caractéristiques). Les caractéristiques par nombre de lame sont exprimées en pourcentage par rapport au nombre total de lame du gisement considéré.

Les obsidiennes se caractérisent par des aspects physiques (à l'échelle macroscopique et en lame mince) proches. Le tableau 1 récapitule le nombre de lames minces d'échantillons provenant de nos quatre régions volcaniques, classés par caractéristiques physiques (aspect/structure, cristaux...). Les

caractéristiques microscopiques sont potentiellement porteuses d'informations sur les modalités de mise en place et sur la qualité du matériau.

L'étude des caractéristiques physiques des obsidiennes indique une prédominance du faciès uni chez les obsidiennes de la région volcanique du Meydan, ce qui n'est pas le cas dans les trois autres régions où le faciès rubané est dominant. Des phénocristaux (cristaux supérieurs à 250 μm) sont observés dans plus de la moitié des obsidiennes du Nemrut (environ 57 %). Les obsidiennes des régions volcaniques de Solhan et d'Alatepe présentent très peu de phénocristaux (respectivement 9 et 6 %). Seules les obsidiennes de la région du Meydan sont totalement aphyriques.

Les *glass shards* sont en même proportion dans les obsidiennes du Meydan et du Nemrut et environ moitié moins abondants dans les obsidiennes des régions de Solhan et d'Alatepe. Les fiammes sont peu abondantes dans les obsidiennes des quatre complexes volcaniques. En effet, le pourcentage le plus élevé est de 13% pour les obsidiennes du Meydan. Dans celles de Solhan et d'Alatepe, les fiammes ne sont présentes que dans 3% des lames minces. Enfin les obsidiennes du Nemrut ne présentent aucune fiamme. Les microlites sont présents dans une grande majorité de lames dans les complexes de Meydan, Solhan et Alatepe. Un peu plus de la moitié des obsidiennes du Nemrut présentent des microlites.

Si l'on s'intéresse qu'aux gisements exploitables, on remarque qu'il existe des caractéristiques communes (tab.2) à quatre des gisements exploitables. Le gisement de Sicaksu se distingue des autres affleurements en n'affichant qu'une seule caractéristique commune aux quatre autres gisements. Il s'agit de la présence de bulle. Les gisements du Gûrgûrbaba et celui de Çolek Tepe présentent les mêmes caractéristiques (*glass shards*, fiamme et brèche) suggérant un même mode de mise en place. Les gisements de Cemalan et de Zel Tepe ont des caractéristiques similaires (*glass shards*, fiamme et bulle), nous supposons que leur mode de formation sont identiques.

gisements	Lames minces	Aspect de la lame			Éléments caractéristiques				
		Uni	Rubané	Marbré	Cristaux >250 μm	Glass shards	Fiamme	Bulles	brèche
Gûrgûrbaba	43	47	23	30	0	18	37	11	15
Sicaksu	2	100	0	0	0	0	0	50	0
Cemalan	13	23	77	0	0	30	54	23	0
Çolek Tepe	5	0	60	40	0	20	60	0	20
Zel Tepe	10	30	60	10	0	10	30	20	0

Tableau 2 : Caractéristiques en lames minces des obsidiennes provenant des gisements exploitables sur les quatre complexes volcanique étudiés. Les caractéristiques par nombre de lame sont exprimées en pourcentage par rapport au nombre total de lame du gisement considéré.

Ces caractéristiques sont à mettre en regard des informations sur les contextes d’affleurement pour chaque affleurement afin de voir s’il existe des caractéristiques communes pour un mode de mise en place.

2.1. Les caractéristiques liées à la température

La teinte d’une obsidienne peut renseigner sur sa chimie (obsidienne peralcaline de teinte verte) ou sur les conditions de température lors de sa mise en place. Les expériences menées par Yagi (1966) sur les ponces du volcan Toweda (Nord Japon) montrent que ces dernières prennent une teinte brune-rouge à une température de 1000°C sous une pression atmosphérique de 1 atm soit 1015 HPa. A 1100°C la teinte fonce et à 1300°C les ponces passent d’une teinte grise à noire où elles deviennent totalement vitreuses. Yagi (1966) suggère un changement de couleur en relation avec les conditions redox du milieu. En effet, il observe une diminution de la teneur en FeO de 0 à 1100°C (teinte brune-rouge) puis une augmentation des teneurs en FeO jusqu’à 1500°C (teinte grise à noire).

Des expériences ont été menées, dans les années 1950-1960 (Smith *et al.*, 1958 ; Yagi, 1962, 1966), afin de déterminer des températures de soudure des ponces rhyolitiques, à différentes pressions. Le tableau 3 synthétise ces différentes données expérimentales. On y observe une diminution de la température nécessaire pour former un verre lorsque la pression augmente. La soudure à basse température est d’autant plus efficace lorsque le matériau de départ (des ponces) est hydraté. Dans les verres rhyolitiques formés lors d’éruptions explosives la teneur en H₂O est de l’ordre de 2,2 w%, et est comprise entre 0,5 et 0,1 w% pour les dépôts d’éruptions effusives (Eichelberger et Weistrich, 1981 ; Castro et Dingwell, 2009).

Auteurs	Matériaux	Pression	Pression hydrostatique	Température (obsidienne)	Temps de résidence
Smith <i>et al.</i> , (1958)	Ponces (Yellowstone)	38 atm	22 atm	< 635°C	50 hrs
Boyd (1961)	Ponces à 0,45% H ₂ O (Yellowstone)	52 atm	-	590-620°C	80 hrs
Yagi (1962)	Ponces (Towada)	1 atm	-	1300°C	120 hrs
Yagi (1966)	Ponces (Shirataki)	30-40 atm	30-40 kg.cm ⁻³	585°C	120 hrs
Yagi (1966)	Ponces (Shirataki)	30-40 atm	70-80 kg.cm ⁻³	614°C	120 hrs

Tableau 3 : Données expérimentales sur des températures de formation d'obsidienne à partir de ponces rhyolitiques

Lorsqu’un verre se forme à partir de la soudure dense de tephras, certaines figures se forment à l’intérieur du verre. Ces figures sont typiquement des *glass shards* et des fiammes (fig.2). En effet, les *glass shards* résultent de la fragmentation des parois vitreuses des bulles contenues dans les ponces. Sous l’effet de la compaction puis de la soudure, ces éléments, souvent en forme de Y, se déforment et

prennent une forme plus ou moins allongée. Les fiammes résultent de la compaction et de la soudure des clastes composant le dépôt. Elles prennent une forme allongée et ont généralement une teinte orangée dans les obsidiennes.

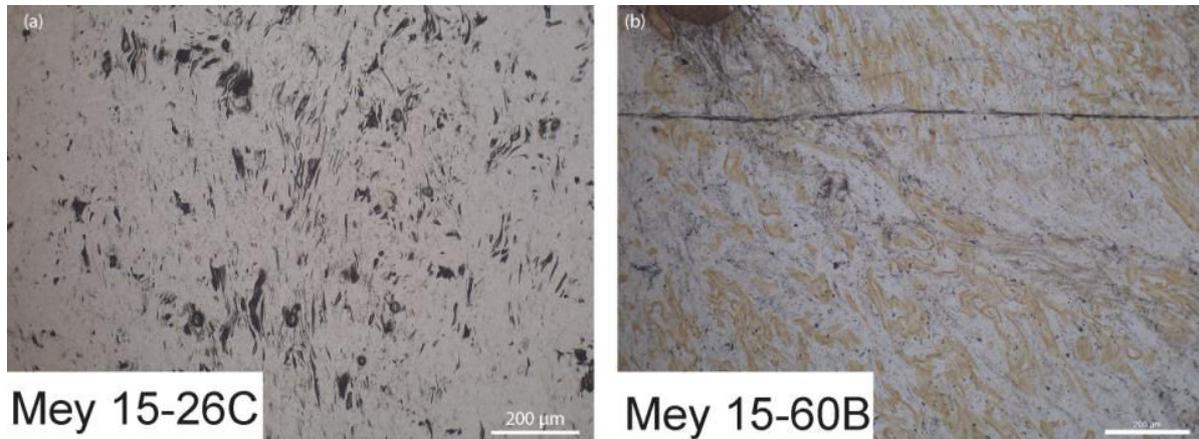


Figure 2 : (a) Glass shards ($G \times 100$) et (b) fiamme dans les lames minces d'obsidienne (grossissement $\times 4$; $G \times 40$)

Ces éléments, *glass shards* et fiammes, se retrouvent dans les obsidiennes du Gürgürbaba, de Solhan et d'Alatepe. Deux obsidiennes du Nemrut présentent des *glass shards* mais pas de fiamme (affleurement 4 dit de kayacık). Ce résultat suggère en partie que ces obsidiennes pourraient provenir de ponces densément soudées. Néanmoins ce résultat est à temporiser pour les obsidiennes étudiées, puisque les données sur les températures et teneur en H_2O n'ont pas fait l'objet de recherche pour cette thèse. Une étude sur ces deux paramètres pourrait être entreprise afin de contraindre ce premier résultat.

2.2. Les caractéristiques liées aux volatils

2.2.1. La teneur en volatil et le style éruptif

Les gaz dissous dans le magma forment des vésicules lors de la décompression de ce dernier. Lors de la remontée du magma dans le conduit, la pression diminue favorisant l'expansion des bulles de gaz puis leur coalescence. Les laves acides (riches en silice) s'opposent à l'échappement de ces gaz. Par conséquent, la porosité du magma augmente. Une teneur importante en volatils d'un magma (porosité proche de 70%) entraîne sa fragmentation ce qui engendre des éruptions de type explosif avec formation de pyroclastites. Lorsque les bulles forment, par coalescence, un réseau assez étendu, le magma se comporte comme un milieu perméable aux gaz, qui peuvent dans ce cas, s'échapper sans fragmenter le magma. L'éruption devient donc effusive (Jaupart, 2000). Tuffen *et al.*, (2010) présentent, dans une étude sur les pyroclastites de l'éruption de 2008 du Chaïten (Chili), le rôle joué par l'effondrement de l'écume hétérogène formée par les volatils en cours d'exsolution, dans la formation des ponces denses et des obsidiennes lors de cette éruption. La teneur importante en volatil semble être un paramètre favorisant la formation d'obsidienne lors d'éruptions explosives. De plus, le

comportement des volatils dans le magma peut entraîner un passage des éruptions explosives aux éruptions effusive sans en modifier la nature, expliquant la mise en place de pyroclastites précédant l'extrusion d'un dôme (Castro et Dingwell, 2009 ; castro *et al.*, 2012b ; Shipper *et al.*, 2013 ; Cabrera *et al.*, 2015). Castro *et al.*, (2014) suggèrent une combinaison du style éruptif explosif/ effusif (régime mixte) comme étant la cause de la genèse des obsidiennes.

Shields *et al.*, (2016) montrent qu'il existe des hétérogénéités de texture dans les obsidiennes liées à l'exsolution des gaz induite par les contraintes de cisaillement lors de l'écoulement. Selon le modèle de Shields *et al.*, (2016), les obsidiennes se formeraient lors de cycles de dégazage induits par le cisaillement dans la coulée. Durant ce cycle le magma vésiculé se dégaze et se densifie au travers de l'effondrement des bulles et de la fermeture des fractures de tension, pour former des obsidiennes. Ce modèle permet entre autres d'expliquer la formation de lits d'obsidienne alternant avec de la roche cristallisée, à différentes échelles. Les formations alternant lits d'obsidienne et lits de roche cristallisée ont souvent été observées dans les chenaux pyroclastiques comme à Mule Creek Vent aux Etats Unis (Stasiuk *et al.*, 1996), Torjfajökull en Island (Tuffen *et al.*, 2003) ou au Chaiten au Chili (Castro *et al.*, 2012) ; de même dans les produits d'éruptions explosives comme au Monte Pilato Rocche Rosso (Lipari, Italie). Cette alternance de matériaux fragmentés et soudés décrit un processus de fracturation et de colmatage induit par une contrainte cisailante (Tuffen *et al.*, 2003) qui permet la formation de bandes d'obsidienne denses sans bulles (Castro *et al.*, 2005 ; Tuffen et Dingwell, 2005 ; Gonneran et Manga, 2005 ; Shields *et al.*, 2016).

Nous avons pu observer ces structures en alternance sur le complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba, sur les affleurements du flanc sud (affleurement n° 4 bis), au niveau des affleurements de Toklu (affleurement n° 6), ainsi qu'en amont de l'affleurement n° 8 le long de la coulée d'Ulupamir. Ces alternances pluri-métriques obsidienne/rhyolite ne sont pas observées dans les trois autres complexes volcaniques. Il existe de rares blocs rocheux de 50 cm à environ 1 m présentent cette alternance sur les dômes de Meher tepe (Cemalan, Solhan) et sur Çilek tepe (Alatape).

2.2.2. Les vésicules et le régime d'écoulement

Les constituants volatils (H₂O, CO₂, S, halogènes...) forment dans les magmas des vésicules lorsque ce dernier remonte à la surface. La forme de ces vésicules renseigne sur le régime d'écoulement et la vitesse d'ascension du magma dans le conduit (Rust *et al.*, 2003). Le dégazage du magma se fait donc au fur et à mesure de la remontée de celui-ci dans le conduit, entraînant un rééquilibrage du système. Cette exsolution peut aussi avoir lieu durant la mise en place des produits, ou après leur dépôt, s'il s'agit de tephres. L'exsolution précoce des volatils entraîne la formation de microlites. Ces microlites sont une réponse au dégazage lié au refroidissement durant l'éruption (Swanson, 1989 ; Geshwind et Rutherford, 1995). Ces microlites sont des monocristaux, de natures diverses, dont la cristallisation selon les phases d'équilibre a échoué (Geshwind et Rutherford, 1995, Castro et Mercer, 2004). Le

nombre de microlites et leur orientation dans le matériau dépendent du conduit d'écoulement, du dégazage et de la mise en place (Beffus *et al.*, 2015). L'orientation des microlites est aléatoire au-dessus de la bouche éruptive et tend à s'aligner en s'éloignant de l'événement, sous la pression de l'écoulement (Beffus *et al.*, 2015). C'est cet alignement qui forme, pour l'essentiel, le rubanement observé dans les obsidiennes.

Les obsidiennes des quatre complexes volcaniques étudiés présentent essentiellement des microlites prismatiques, aciculaires et globulites, à l'exception des obsidiennes du patch de Sıcaksu, (complexe volcanique du Nemrut), qui ne contient que des microlites prismatiques. Ces microlites se localisent dans des bandes (rubanement) dont la majorité est rectiligne, traduisant une contrainte perpendiculaire au plan d'écoulement. Le rubanement peut être perturbé par la présence de bulles (Meydan, Alatepe) ou par des minéraux (Nemrut, Solhan). Les microlites témoignent d'une déformation lors de l'écoulement.

2.3. Les structures rubanées et marbrées

Le micro faciès est une caractéristique particulièrement intéressante qui permet de remonter aux conditions de mise en place et de déterminer le mode de formation des obsidiennes (coulée de lave, dyke ou tephres densément soudés). Nous avons observé deux types de micro faciès : rubané et marbré.

Le rubanement traduit un écoulement qui peut avoir lieu dans le conduit magmatique lors de la remontée du magma, ou lors de la mise en place. Ce rubanement se forme dans les laves et dans les dépôts pyroclastiques soudés.

Le faciès marbré, en lame mince, se traduit par deux types, le premier prend la forme de structures fluides coalescentes de teinte brunâtre (fig.3a) associées à l'effondrement de bulles ou de *glass shards* soudées ensemble lors de la soudure de tephres (Skinner, 1983) ; le second type prend l'aspect d'une brèche (fig.3b). Ces deux types de faciès marbré semblent être caractéristiques des ignimbrites soudées.

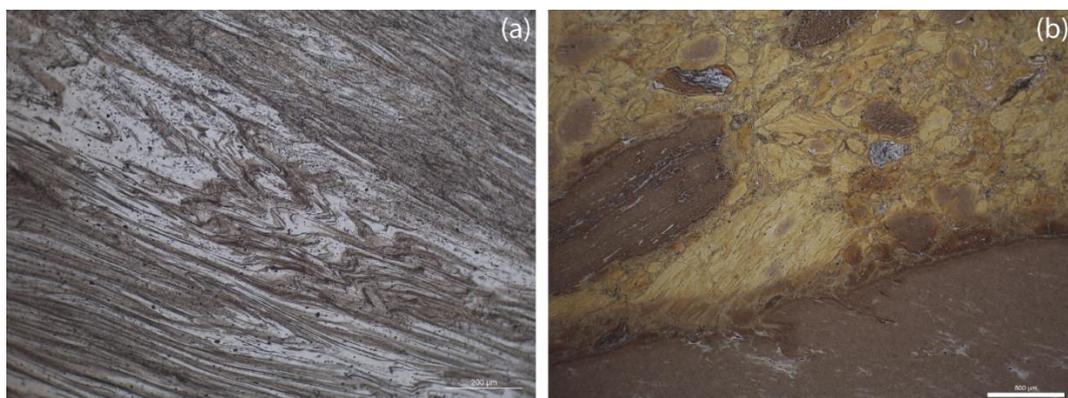


Figure 3 : (a) Structure fluide (grossissement $\times 10$) et en brèche (grossissement $\times 4$; G $\times 40$)

Trois des quatre complexes volcaniques (Meydan-Gürgürbaba, Solhan et Alatepe) présentent des obsidiennes au faciès marbré avec soit le type 1 c'est-à-dire une structure fluide, soit le type 2 c'est-à-dire une structure en brèche, soit les deux types, structure fluide et en brèche (tab.4). Là encore, le Nemrut se distingue des quatre autres complexes volcaniques puisqu'aucune des obsidiennes de ce complexe ne présente de faciès marbré.

Complexes volcaniques	Affleurements	Structures fluide	En brèche
Meydan-Gürgürbaba	Flanc ouest (caldera)	1	0
	Flanc sud	4	1
	Toklu	0	1
	Ulupamir	3	5
Solhan	Cemalan	3	0
	Zümrüt tepe	1	0
	Seyhalan tepe	1	0
	Kuzey tepe	0	0
Alatepe	Çilek tepe	0	2
	Kurutarla tepe	1	1
	Taşkara tepe	0	1
	Zel tepe	2	0

Tableau 4 : Nombre de lame mince par affleurement et région volcanique présentant un faciès marbré avec structure fluide ou en brèche

Tous les affleurements du Gürgürbaba et d'Alatepe présentent des obsidiennes dont l'étude des lames minces révèle une structure marbrée formée soit pas la présence de structures fluides soit par une structure en brèche, témoignant d'une formation par la soudure de tephres. Ces deux types de structures apparaissent dans les obsidiennes de trois des quatre événements des complexes volcaniques de Solhan et d'Alatepe. Sur le complexe volcanique de Solhan, les obsidiennes, étudiées en lames minces, de l'affleurement de Kuzey tepe ne présentent pas une structure marbrée, en revanche elles présentent des *glass shards*. Ces *glass shard* témoignent d'une soudure dense de matériaux pyroclastiques.

Environ 1/3 des échantillons d'obsidienne, par complexe volcanique, a été étudié en lame mince. Ce volume d'échantillons donne, néanmoins, une bonne représentativité de l'ensemble des échantillons sur les quatre complexes volcaniques de cette thèse. Il faut, cependant, noter que le faciès des obsidiennes dépend des conditions thermodynamiques locales de mise en place. Ce faciès peut donc varier à l'échelle de l'affleurement. Les résultats obtenus sur les complexes volcaniques du Gürgürbaba, de Solhan et d'Alatepe mettent en évidence cette variabilité du faciès. Les obsidiennes du Nemrut présentent peu de similitudes avec les obsidiennes des trois autres complexes volcaniques, suggérant un mode de mise en place différent.

Au vue des différents indices et à la lumière des études bibliographiques, il semble que les obsidiennes provenant du dôme du Gürgürbaba se soient mises en place selon des modalités permettant la soudure de dépôts pyroclastiques. Les obsidiennes du Nemrut se sont mise en place sous forme de coulées, à l'exception de celles de Sicaksu qui semblent provenir d'un dyke. En revanche, les indices provenant des obsidiennes des complexes de Solhan et d'Alatepe ne sont pas suffisant pour proposer une hypothèse solide quant aux modes de mise en place sur les différents dômes.

Conclusion

Le modèle développé par Fink et Manley (1987) propose une formation des obsidiennes au sein d'une coulée de lave. L'obsidienne constitue plusieurs niveaux. Le premier niveau d'obsidienne repose sur une brèche basale, le second niveau est séparé du premier par de la rhyolite cristallisée. Enfin le troisième niveau d'obsidienne est séparé du second par une couche de ponces grossières. Hugues et Smith (1993) proposent un modèle similaire où l'obsidienne se situe entre le cœur de la lave cristallisée et la carapace ponceuse.

Les structures et les textures observé par Fink et Manley (1987) ne sont pas celles observées sur les quatre complexes volcaniques. En effet, nous n'observons pas de ponces grossières ou finement vésiculées dans les différents affleurements des quatre complexes volcaniques. Les différentes couches d'obsidienne observées le long d'un versant sont séparées les unes des autres par ce qui semble être de la rhyolite cristallisée. Comme le font remarquer Brown et Andrew (2015) lorsque des pyroclastites sont soudées de façon importante, il est très souvent impossible de distinguer ce qui relève de la coulée de lave ou de la soudure de dépôt pyroclastique tant les faciès se ressemblent. Les obsidiennes acquièrent leurs caractéristiques (faciès, structure) lors de la mise en place et sont fonction de ce mode de mise en place. L'étude de ces caractéristiques peut constituer une clé de détermination des modes des mises en place.

L'analyse des contextes d'affleurement couplée à celle des caractéristiques des obsidiennes à l'échelle microscopique permet une expertise qualitative sur d'une part la qualité du matériau et d'autre part les modes de mise en place. La qualité de la ressource peut être l'un des facteurs expliquant le choix préférentiel par les populations de certain gisement. Ce critère revêt un intérêt certain dans les études de provenance. Il est possible de reconstituer les modes de mise en place lorsque les indices structuraux à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle de l'échantillon sont bien identifiés. Dans les quatre régions de notre étude, deux modes de mise en place formant des obsidiennes de qualité, ont été identifiés. Il s'agit d'une mise en place sous forme de dyke ou sous forme de dépôts pyroclastiques densément soudés.

Au final, l'étude des contextes d'affleurement témoignent d'une diversité et d'une complexité des modes de mise en place. Cette diversité et cette complexité semblent s'expliquer par le régime éruptif

du volcan lors de la formation des obsidiennes. Shields *et al.*, (2016) suggèrent un régime mixte (combinant les régimes explosif et effusif) permettant d'expliquer la présence d'indices typiques des écoulements laviques et des éruptions explosives dans les affleurements d'obsidienne. En Anatolie orientale, les affleurements, souvent anciens, ne présentent plus de structures aussi complètes que celles présentées dans les différents modèles. Par conséquent il reste difficile de reconstituer avec certitude les modes de mise en place et de retrouver la dynamique éruptive ayant généré les formations d'obsidienne.

Conclusion générale

L'Anatolie orientale, carrefour entre l'Europe, l'Asie, le Proche et Moyen-Orient, a connu depuis le Paléolithique jusqu'à l'Age de Bronze, une diffusion lointaine de matières premières minérales utilisées pour la confection d'outils. Située en effet au nord et nord-est du « croissant fertile », cette région contribue à la néolithisation du Proche-Orient à l'Europe et l'Asie du Sud-Ouest. Dans ce contexte et grâce à ses richesses minérales et lithiques, elle revêt un intérêt particulier pour l'étude de la diffusion des cultures et des techniques.

L'Anatolie orientale est une région propice à l'exploitation de gisements d'obsidienne, tout comme le sont aussi l'Anatolie centrale et les pays du Caucase. Dans cette vaste région, nombre de complexes volcaniques contiennent des affleurements d'obsidiennes dont certains ont été exploités par les populations anciennes en raison de leur bonne qualité pour la taille. La signature chimique propre à chaque volcan permettant l'attribution d'artefacts en obsidienne (travaillés ou semi-travaillés) à un gisement, il est possible de reconstituer les routes de diffusion de l'obsidienne depuis le lieu de formation de la roche (gisement) jusqu'au lieu de son utilisation (site archéologique).

L'Anatolie orientale regroupe 13 régions volcaniques à obsidienne dont quatre constituent l'objet d'étude de cette thèse. Celles-ci sont, d'est en ouest, les régions volcaniques du Meydan-Gürgürbaba, du Nemrut, de Solhan et d'Alatepe. Les produits volcaniques de l'Anatolie orientale ont été mis en place depuis le Miocène sous l'effet de la collision entre les plaques Arabique et Eurasiatique. Cette convergence entre les deux plaques se poursuit encore aujourd'hui. Dans ce contexte, les quatre complexes volcaniques étudiés ici ont été formés au Pliocène (Solhan, Alatepe), et au Pléistocène (Meydan-Gürgürbaba, Nemrut).

Les contraintes tectoniques dues à la convergence nord-sud ont influencé la dynamique morphologique de ces complexes volcaniques : le segment Karlıova-Bingöl appartenant à la zone de faille est-anatolienne (déplacement latéral senestre, d'âge Pléistocène) sépare les massifs d'Alatepe et de Solhan (cette zone de faille a été exploitée morphologiquement par l'incision profonde du Göynük) ; dès le Miocène, le bassin en pull-apart de Muş, orienté WNW-ESE, sépare les massifs de Solhan et celui du Nemrut. Au Pléistocène, les édifices du Meydan-Gürgürbaba et du Nemrut s'érigent, contribuant au dispositif des complexes volcaniques édifiés de l'extrémité SE de la plaine de Muş jusqu'à la région d'Iğdır-Doğubeyazıt à l'ENE où est localisé le volcan Ararat.

Les massifs de dômes, dont l'évolution morphologique a été la plus longue (Alatepe, Solhan), présentent des morphologies surbaissées, ennoyées par des dépôts plus récents, et des affleurements parfois difficiles à contextualiser. Les stratovolcans quaternaires (Meydan, Nemrut) présentent, eux, des morphologies plus récentes et donc plus fraîches. L'étude de terrain permet donc d'y contextualiser plus facilement les affleurements d'obsidienne.

Notre étude sur les obsidiennes de quatre complexes volcaniques d'Anatolie orientale a permis d'obtenir quatre résultats principaux qui concernent : 1) La définition de « l'exploitabilité » des obsidiennes ; 2) la définition du terme de « source » ; 3) l'importance de la pétrologie pour les études de provenances et 4) l'intérêt de l'étude des modes de mise en place des obsidiennes.

Cette étude portant sur l'identification, la caractérisation et la mise en place des obsidiennes montre que, dans les différentes régions volcaniques où plusieurs affleurements d'obsidienne sont présents, les populations préhistoriques ont parfois favorisé l'exploitation d'un affleurement sur un édifice donné (Nemrut, Meydan), parfois plus (Solhan, Alatepe). Dans ce dernier cas, les affleurements semblent avoir été exploités de façon plus superficielle. Ce résultat est fondé sur (1) les analyses géochimiques et physiques d'un jeu d'artefacts comparées aux résultats d'analyses d'obsidiennes contextualisées (Nemrut, Alatepe), et (2) la présence de pièces taillées retrouvées sur le terrain en association avec un affleurement (Nemrut, Solhan) et parfois même en ateliers de taille (Meydan-Gürgürbaba). Afin de rendre compte de ces choix préférentiels nous avons défini quatre critères : (1) la qualité de la ressource, (2) son accessibilité, (3) sa disponibilité et (4) son extractibilité. Ces quatre critères déterminent l'exploitabilité de la ressource minière volcanique.

Le premier résultat peut s'illustrer par le Gürgürbaba (Meydan) où chaque affleurement d'obsidienne présente une qualité identique. Ici, ce sont les critères d'accessibilité et d'extractibilité de la ressource qui vont contraindre l'exploitabilité. Au contraire, sur le Nemrut, tous les affleurements sont accessibles mais présentent des qualités de taille presque toujours mauvaises; seul un affleurement s'y distingue des autres par sa très haute qualité. En dépit d'une qualité moins attrayante, l'accessibilité (affleurements positionnés sur des parcours de transhumance, ou accessibles par des vallées et/ou des cols assez bas pour ne pas connaître d'enneigement au printemps) et la disponibilité de la ressource (notamment en ce qui concerne les affleurements dits ici « secondaires »), semblent avoir été les critères déterminants pour l'exploitation des gisements des régions de Solhan et d'Alatepe. Ces critères d'exploitation et d'accessibilité d'affleurements sont applicables aux autres régions volcaniques où des obsidiennes affleurent et auraient été exploitées préférentiellement à d'autres. La variabilité dans les affleurements exploités peut aussi répondre à des critères de choix (besoins, accès, etc.) ayant évolué dans le temps (ex : Paléolithique vs Néolithique).

Le deuxième résultat concerne l'importance de la définition du terme « source » ; la précision de cette définition contraint l'exhaustivité des études de provenance de matériaux lithiques. La source se réfère à l'unité spatiale la plus fine présentant des caractéristiques homogènes ; elle est appelée ici « gisement ». L'utilisation du terme « gisement » lève en effet toute ambiguïté sur l'échelle spatiale (dans le cas d'une « source », le terme se réfère en effet tout autant à des échelles locales -« le gisement »-, que régionales où nous distinguons aussi le « volcan » de la « région volcanique »). Dans certains cas, à l'intérieur d'un même complexe volcanique, les différents gisements potentiels ne sont

pas discriminables les uns des autres (Gürgürbaba, Cemalan). Nous proposons alors d'utiliser le terme « complexe volcanique source ».

Le troisième résultat de ce travail met en évidence l'intérêt de la pétrologie dans les études de provenance. Cette étude renseigne en effet sur l'un des critères « d'exploitabilité » d'un affleurement d'obsidienne. Nous avons montré que les obsidiennes ne présentant ni cristal ni craquelure sont les meilleures candidates pour la confection d'outils. Concernant les modes de mise en place, il est apparu que les obsidiennes provenant de coulées présentent de nombreux phénocristaux et des figures de déformation (cf. par exemple les affleurements 1 à 3 sur le Nemrut) qui les rendent impropres à la taille. Les obsidiennes totalement aphyriques présentant un aspect bréchique, des structures fluides, des *glass shard* et des *fiammes* proviennent de pyroclastites densément soudées (Gürgürbaba) qui, elles, ont été exploitées. Enfin, l'obsidienne exploitée de Sıcaksu (Nemrut) qui ne présente aucune des caractéristiques précédentes pourrait provenir d'un dyke.

Les caractéristiques physiques des obsidiennes sont donc contrôlées par les conditions de leur mode de mise en place (coulée de lave, dyke, courant ou coulée pyroclastique) que, seule, l'étude de terrain à l'échelle des affleurements permet de reconstituer. Nos résultats dans les quatre complexes volcaniques étudiés mettent en évidence deux principaux modes de mise en place ayant favorisé la formation d'obsidiennes propices à une exploitation : les dykes et les pyroclastites densément soudées. Ces obsidiennes sont les plus homogènes : elles ne présentent aucun défaut (par exemple une cassure irrégulière) qui entrainerait une faiblesse mécanique lors des chocs de taille. Ce résultat reste cependant à moduler (contrôler), car des pièces taillées ont été régulièrement retrouvées, en nombre variable mais non négligeable, sur les sommets et les hauts de versants des dômes de Solhan sans que le mode de mise en place ait été pu clairement défini. Dans ce dernier cas, nous avons identifié surtout de grosses pièces (Paléolithique ?), parfois légèrement altérées en surface du fait de leur long séjour dans les formations d'altération rouges *in situ* ou déplacées.

Notre étude, novatrice dans sa méthodologie, souligne également l'importance de l'observation et de l'analyse de terrain qui constituent (-devraient constituer-) le socle de l'expertise dans les études de provenance. Cette expertise concerne la compréhension de la mise en place des produits volcaniques et des formations associées, ainsi que de l'évolution des morphologies (érosion, enfouissement etc.) concomitante de celle des paysages en domaine volcanique depuis la mise en place et la mise au jour. Elle est renforcée par les analyses en laboratoires dans les champs de la pétrologie et de la chimie, encadrées par les références physiques de l'émission, effusion et refroidissement des magmas. C'est cette méthode qui est appliquée aux 13 régions volcaniques où l'obsidienne est étudiée par le programme GéObs, dont cette thèse fait partie. Elle débouche aujourd'hui sur une base de données (« GéObs ») où observations de terrain et résultats d'analyses sont disponibles, de la région volcanique à l'échantillon. La base de données est également articulée sur l'intégration multi-scalaire (dans le

temps et l'espace) et multi-proxies des résultats avec les questionnements études de provenance du matériau archéologique. Cette dernière phase qui s'appuie sur des travaux pluridisciplinaires, contribuera à l'étude de comportements culturels (contextes des mobilités, de l'évolution des technologies, des aspects sociaux associés etc.) qui ont évolué dans le temps et l'espace d'un Proche-Orient couvrant des territoires s'étendant de l'Anatolie à l'Asie du Sud-Ouest.

Cette étude des obsidiennes est donc un champ d'étude transdisciplinaire intégrant volcanologie, magmatologie, géomorphologie, archéométrie (géochimie, datations), archéologie (techniques, organisations et manifestations sociales, modalités/contenus des activités de production et d'échanges, mobilités, etc.). Les questions que soulève ce matériau sont donc multiples. Au cours de ce travail, trois questionnements scientifiques ont été récurrents.

Depuis les années 1990, l'étude des obsidiennes en gisements s'est développée à un rythme régulier. En Anatolie orientale, elle s'est heurtée à un fort retard dû aux difficultés d'accès aux gisements pendant les années 1990 et début des années 2000. Depuis, de grandes avancées ont lieu avec : 1) la découverte, fin des années 2000, de sites néolithiques en région égéenne, aujourd'hui bien fouillés, et présentant une obsidienne en provenance non seulement des îles égéennes, mais aussi d'Anatolie centrale (Binder et Balkan-Atlı, 2001 ; Carter, 2007, 2011 ; Çilingiroğlu et Çakırlar, 2013; Carter *et al.*, 2014) ; 2) le développement des fouilles néolithiques à Chypre depuis la fin des années 2000 (Briois *et al.*, 1997 ; Astruc et Briois, 2011 ; Balkan-Atlı et Binder, 2012); 3) les études détaillées rapprochant gisements et artefacts en sites fouillés et de surface dans le Göllüdağ (Mouralis *et al.*, 2010 ; Binder *et al.*, 2011 ; Astruc 2011 ; Khun *et al.*, 2015), 4) les nouvelles fouilles et explorations de terrain en Arménie, Azerbaïdjan, Géorgie (Chataignier et Gratuze, 2013 ; Lyonnet *et al.*, 2016) , Dans ce contexte, ce travail de thèse constitue une étude originale qui, non seulement explore une région où les obsidiennes n'ont encore jamais été contextualisées, mais où la méthode développée s'inscrit dès le départ dans une approche multidisciplinaire, multi-proxy et multi-scalaire, telle que proposée par Mouralis (2016).

L'obsidienne en tant que verre volcanique ne présentant pas ou très peu de phases cristallines, sa composition chimique est équivalente à celle du magma. La connaissance des modalités de mise en place et de formation des obsidiennes contribue donc à celle de l'histoire magmatique du volcan dont elles sont issues. Or, peu d'études concernent la mise en place et les différents modes de formation de l'obsidienne, surtout lorsqu'elles résultent d'une soudure dense de dépôts pyroclastiques. Aussi serait-il intéressant d'étudier les modes de mise en place des obsidiennes sur une même aire géographique, comme le fait cette thèse, mais dans d'autres régions aux contextes géologiques similaires (Tibet) ou différents (Corse-Sardaigne, Cordillère des Andes, Japon, Indonésie, Ethiopie) afin d'en dégager un ou des modèles de mise en place.

D'un point de vue volcanologique, il serait pertinent de comprendre les interactions entre le magma et le substrat afin de déterminer si ce dernier joue un rôle dans la formation d'obsidienne de « bonne qualité » pour la taille. Les cheminements et les résultats de ce travail débouchent donc vers des questionnements actuels en volcanologie, qui font partie du *challenge* à relever dans les années à venir (Acoccela, 2014). C'est pourquoi je souhaite, dans le futur développer trois thèmes de recherche du domaine des géosciences : 1) la récurrence des modes de formation des obsidiennes ; 2) les interactions magma/ substrat ; 3) les conditions locales de mise en place de l'obsidienne (température, pression, viscosité, temps de refroidissement...), en les appliquant à plusieurs régions volcaniques dans le monde.

Bibliographie

- Acocela V., 2014. Great challenges in volcanology: how does the volcano factory work? *Frontiers In Earth Science*, <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00004>
- Akay E., Erkan E., Ünay E., 1989. Muş Tersyer havzasının stratigrafisi. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi* 199, p. 59-76
- Aldanmaz E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Mitchell, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102 p. 67–95.
- Alpaslan, M., Boztug, D., Frei, R., Temel, A., Kurt, M.A., 2006. Geochemical and Pb–Sr–Nd isotopic composition of the ultrapotassic volcanic rocks from the extension-related Camardi- Ulukisla basin, Nigde Province, Central Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Science* 27, 613–627.
- Altınlı E, 1966. Geology of eastern and southeastern Anatolia. *Bulletin of the mineral research and Exploration Institute of Turkey* 66, p. 35-75
- Altınlı E. 1963. Doğu ve Güneydoğu Anadolunun Jeolojisi. *MTA Dergisi*, p. 35-37.
- Anders E. & Crevesse, N., 1989. Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197
- Andrew G.D.M., Branney M.J., Bonnicksen B., McCurry M. 2008. Rhyolitic ignimbrites in the Rogerson Graben, southern Snake River Plain volcanic province: volcanic stratigraphy, eruption history and basin evolution. *Bulletin of Volcanology* 70 p. 269-291
- Andrews, G.D.M., 2015. Deposits of Pyroclastic Density Currents. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H., Stix J., (Eds). *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition). Academic Press, Amsterdam, p. 631-648
- Arpat et E., Şaroglu F., 1972. The east Anatolian fault system; thoughts on its development, *Bull. Miner. Res. Expl. Inst. Turkey*, 78, p.33-39.
- Arslan, M., 1994. Mineralogy, geochemistry, petrology and petrogenesis of the Meydan-Zilan (Ercis-Van, Turkey) area volcanic rocks. Thesis, University of Glasgow.
- Astruc L., 2011. Du Gollüdağ à Shillourokambos : del'utilisation d'obsidiennes anatoliennes en contexte insulaire. In: Guilaine J., Briois F., Vigne J D. (Eds), Shillourokambos, un établissement néolithique pré-céramique à Chypre. Les fouilles du secteur 1. Editions Errance. Ecole française d'Athènes : p.727-744
- Astruc L., 2002. L'outillage lithique taillé de Khirokitia. Analyse fonctionnelle et spatiale. CNRS (ed). *CRA-Monographie n°25*, 224 pp
- Astruc L., F. Briois, 2011. Un territoire insulaire au Néolithique précéramique : Chypre. In: Archéologie d'un territoire de l'Égée au Sahara, G. Kourtessi-Philippakis, R. Treuil (éds), *Cahiers archéologiques de Paris* 1(n° 2). Pub Sorbonne, Paris:75-94
- Aydan Ö, Ulusay R, Miyajima K, 2003. The Bingöl earthquake of May 1, 2003. *Japan Society of Civil Engineers. Reports* p. 1-94
- Aydar E., Gou rgaud A., Ulusoy I., Digonnet F., Labazuy P., Sen E., Bayhan H., Kurttas T., Tolioglu A.U., 2003. Morphological analysis of active Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences and

possible impact areas of future eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123 p. 301-312

Balkan-Atlı N, Binder D, 2012. Neolithic obsidian workshop at Kömürcü-Kaeletepe (Central Anatolia) In: Özdoğan M, Başgelen N, Kuniholm P, editors. The Neolithic in Turkey: New excavations and new research. Vol. 3, Central Turkey. Istanbul: Archaeology & Art Publications; 2012. pp. 71–88

Barge O., C Chataigner (2003) the procurement of obsidian: factors influencing the choice of deposits. *Journal of Non-Crystalline Solids* 323 p. 172-179

Barka A., Reilinger R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Annali Di Geofisica* 40 p. 587–610.

Barka A., Kusu I. Katp H., 1985. Horasan-Narman (Erzurum, Turkey) earthquake of the 30th october 1983, in Minist. Int. Trade and Ind., Agency Industrial Sciences and Technology, Tokyo, Japan. Research on Earthquake Faults, Active Faults and Earthquake Prediction, pp. 70–83

Barka A.A., Kadinsky-Cade C., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity, *Tectonics* 7 p. 663–684

Baş H., 1979. Petrologische und geochemische Untersuchungen und subzentren Vulkaniten Der nordanatolischen Störungszone (Abschnitt: Erzincan-Niksar). Doktora tezi, Hamburg Üniversitesi, Turkei, 116 s.

Bellot-Gurlet L., 1998. Caractérisation par analyse élémentaire (PIXE et ICP-MS/-AES) d'un verre naturel : l'obsidienne. Application à l'étude de provenance d'objets archéologiques.. Physique [physics]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I

Bellot-Gurlet, L., Dorighel O., Riou L., Poupeau G., Cauvin MC., Chataigner C., 1995. Caractérisation et datation par traces de fission d'obsidiennes de la région de Bingöl (Anatolie orientale, Turquie), L'Archéométrie dans les Pays Européens de Langue Latine, Périgueux (France), 26-29 Avril, résumé

Binder, D., & Balkan-Atlı, N. 2001. Obsidian exploitation and blade technology at Kömürcü-Kaeletepe (Cappadocia, Turkey). In I. Caneva, C. Lemorini, D. Zampetti, & P. Biagi (Eds.), *Beyond tools: Redefining the PPN lithic assemblages of the Levant*. SENESE 9 p. 1–16

Biewirth, P.N., 1982. Experimental welding of volcanic ash. Msc thesis, Monash University

Bigazzi, G., Yöngil, Z., Boztug, D., Ercan, T., Norelli, P., Oddone, M. & Özdoğan, M., 1998 - Studi di provenienza della ossidiana con il metodo delle tracce di fissione: nuovi dati dalla regione anatolica. Il futuro della memoria 1. Le Scienze della Terra e l'Archaeometria. Pubblicazioni dell'Istituto Suor Orsola Benincasa, p. 300-306.

Bigazzi, G., Yeğingil, Z., Ercan, T., Oddone, M., Özdoğan M., 1994. Provenance studies of prehistoric artefacts in eastern Anatolia: first results of an interdisciplinary research. *Mineralogy Petrographic Acta* XXXVII p. 17-36

Binder D., 2005. Autour de l'obsidienne : un aspect des processus d'interaction entre agropasteurs et chasseurs cueilleurs en Anatolie centrale. *Errance*, Paris, p. 117 – 134.

Binder D., Gratuze B., Mouralis D., Balkan-Atlı N. (2011). New investigations of the Göllüdag obsidian lava flows system: a multidisciplinary approach. *Journal of Archaeological Sciences* 38, p. 3174-3184

Bjornerud M., 1989. Mathematical model for folding and layering near rigid object in shear deformation. *Structural Geology* 11 (3), p. 245-254

- Bohrson W.A., Reid, M.R., 1997. Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology* 38 (9) p. 1137-1166
- Boyd, F.R., 1961. Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 72, p.387–526.
- Boyd, F.R., Kennedy, G.C., 1951. Some experiments and calculations relating to the origin of welded tuffs. *Trans. Am. Geophysical Union* 32 p. 327-328
- Bozkurt and Mittwede, 2001. Introduction to the geology of Turkey – a synthesis. *International Geology Review* 43 p.578–594.
- Bozkurt E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis. *Geodinamica Acta* 14, p. 3–30.
- Brantingham PJ, Kuhn SL, Kerry KW. 2004. On the difficulty of the Middle-Upper Paleolithic transitions. In: Brantingham PJ, Kuhn SL, Kerry KW, editors. *The early Upper Paleolithic beyond Western Europe*. Berkeley, Calif. ; London: University of California Press. p 242-248
- Bressy, C., Poupeau, G., Yener, K. A., 2005. Cultural interactions during the Ubaid and Halaf periods: Tell Kurdu (Amuq Valley, Turkey) obsidian sourcing, *Journal of Archaeological Science*, 32, p. 1560-1565. DOI : 10.1016/j.jas.2005.04.010
- Briois F, Gratuze B, Guilaine J., 1997. Obsidiennes du site néolithique précéramique de Shillourokambos (Chypre). In: *Paléorient* vol. 23, n°1. pp. 95-112.
- Brown R.J, Andrews G.D.M, 2015. Deposits of Pyroclastic Density Currents. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H., Stix J., (Eds). *Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, p. 631-648
- Buket E., Temal A., 1998. Major-element, trace-element, and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Varto (Muş) volcanic rocks, Eastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85 p. 405-422
- Bulut F., Bohnhoff M., Eken T., Janssen C., Kılıç T., Dresen G., 2012. The East Anatolian Fault Zone: seismotectonic setting and spatiotemporal characteristics of seismicity based on precise earthquake location. *Journal of Geophysical Research* 117 p. 1-16, B07304, doi: 10.1029/2011JB008966,
- Campbell, S., Healey, E. 2013. The obsidian at Arpachiyah, Iraq; an integrated study. In: Borrell F., Ibáñez JJ., Molist M (Eds) *Stone tools in transition: from hunter-gatherers to farming societies in the Near East*. 7th conference on PPN chipped and ground stone industries of the Fertile Crescent, p. 529-540.
- Cann, J. R., Renfrew, C., 1964. The characterization of obsidian and its application to the Mediterranean region, *The Prehistoric Society*, 30, p. 111-133.
- Carter T., 2011. A True Gift of Mother Earth: The Use and Significance of Obsidian at Çatalhöyük. *Anatolian Studies* 61 p. 1-19.
- Carter T., 2014. The contribution of obsidian characterization studies to early prehistoric archaeology. In: *Lithic raw material exploitation and circulation in Préhistory. A comparative perspective in diverse palaeoenvironments*. Yamada M., Ono A. (dir.), Liège, Eraul 138, p. 23 – 33.

- Carter T, 2007. On blanks and burials: Hoarding obsidian at Neolithic Çatalhöyük. In: Astruc L, Binder D, Briois F, editors. *Systèmes techniques et communautés du Néolithique précéramique au Proche-Orient (Technical Systems and Near Eastern PPN Communities)* Antibes: Editions APDCA; p. 343–355.
- Carter, T., Grant, S., Kartal, M., Coşkun, A., Özkaya, V. 2013. Networks and neolithisation: sourcing obsidian from Körtik Tepe (SE Anatolia). *Journal of Archeological Science* 40, p.556-569.
- Carter, T., & Milić, M. 2013. The consumption of obsidian at Neolithic Çatalhöyük: A long-term perspective. In F. Borrell, J. J. Ibáñez & M. Molist (Eds.), *Stone tools in transition: From hunter-gatherers to farming societies in the Near East* p. 495–508. Bellaterra (Barcelona): Universitat Autònoma de Barcelona. Servei de Publicacions.
- Carter T., Dubernet S., King R., Le Bourdonnec F.X., Milić M., Poupeau G., Shackley S., 2008. *Antiquity* 82, p. 900-909
- Castro J.M., Burgisser, A., Schipper, C.I., Mancini, S., 2012. Mechanisms of bubble coalescence in silicic magmas. *Bulletin of Volcanology*. 74 p. 2339-2352
- Castro J.M., Dingwell, D.B. 2009. Rapid ascent of rhyolitic magma at Chaitén volcano, Chile. *Nature*. 461: p. 780-784
- Castro J.M., Dingwell D.B., Nichols A.R.L., Gardner J.E., 2005. New insights on the origin of flow bands in obsidian. *Geological Society of America* 396 p. 55-65. DOI: 10.1130/0-8137-2396-5.55
- Castro J., Manga M., Cashman K., 2002. Dynamics of obsidian flows inferred from microstructures: insights from microlite preferred orientations. *Earth and Planetary Science Letters* 199 p. 211-226
- Castro, J and Cashman, K., 1999. Constraints on rheology of obsidian lavas based on mesoscopic folds. *Journal of Structural Geology* 21 p. 807-819
- Cauvin M.C, 1998. L'obsidienne au Proche et au Moyen-Orient : présentation et historique par M.C Cauvin. In. Ed. M.C. Cauvin, A. Gourgaud, B. Gratuze, N. Arnaud, G. Poupeau, J.L. Poidevin et C. Chataigner. *L'obsidienne au Proche et au Moyen-Orient Du volcan à l'outil* BAR International Series 738 p. 7-11
- Cauvin M.C, Balkan N., Besnus Y., Şaroğlu F., 1986. Origine de l'obsidienne de cafer Höyük (Turquie). Premiers résultats. *Paléorient*, 12/2 p. 89-97
- Cauvin M.C., 1994. Volcanisme et archéologie : recherches récentes sur l'obsidienne du Proche-Orient. *Bulletin de la Société préhistorique française* tome 91 N2 p. 130-132
- Cauvin M.C., Chataigner C., 1998. "Distribution de l'obsidienne dans les sites archéologiques du Proche et Moyen Orient", in M.-C. Cauvin et alii. (éds.), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient ancien : du volcan à l'outil*, Lyon, Maison de l'Orient Méditerranéen, Oxford, B.A.R Inter. Ser. 738, p. 325-350.
- Cauvin MC., Gourgaud A., Gratuze B., Arnaud N., Poupeau G., Poidevin J.L., C. Chataigner., 1998. *L'obsidienne au Proche et au Moyen-Orient Du volcan à l'outil*. BAR International Series 738 pp.
- Chataigner C., 1994. Réflexions méthodologiques sur les problèmes soulevés par la caractérisation des obsidiennes", *Histoire & Mesure*, IX (n°3-4), p. 271-286.
- Chataigner C., 1998, "Sources des artefacts du Proche-Orient d'après la caractérisation géochimique des artefacts archéologiques", M.-C. Cauvin et alii. (éds.), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient : du volcan à l'outil*, Lyon, Maison de l'Orient Méditerranéen, Oxford, B.A.R Inter. Ser. 738, p. 273-324

- Chataigner C., Poidevin J.L., Arnaud N.O., 1998. Turkish occurrences of obsidian and use by prehistoric peoples in the Near East from 14000 to 6000 BP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, p. 517-537
- Chataigner C., Gratuze B. 2013. "New data on the exploitation of obsidian in the Southern Caucasus (Armenia, Georgia) and eastern Turkey. Part 1: Source characterization", *Archaeometry* - DOI: 10.1111/arcm.12006
- 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. *Journal of Petrology* 39, p. 1453–1491.
- Christol, A., Kuzucuoglu, C., Fort, M., Mouralis, D., Dogu, A. F., Akköprü, E., Brunstein D, Fontugne M, Karabiyikoglu M, Scaillet S, Zorer, H. 2010. Indicateurs morphosédimentaires des variations de niveau lacustre dans les terrasses du lac de Van (Turquie). *Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 21(4), p. 443-458
- Coryell C.D., Chase J.W. And Winchester J.W. 1963 A Procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundance patterns. *Journal of Geophysical Research*, 68 p. 559-566
- Çilingiroğlu Ç, Çakırlar C, 2013. Towards configuring the neolithisation of Aegean Turkey. *Dokumenta Praehistorica* XL
- Çoban H., 2007. Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related province: a comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth Science Reviews* 80 p. 219-238
- Çubukçu, HE., Ulusoy, I., Aydar, E., Ersoy, O., Şen, E., Gourgaud, A., Guillou, H., 2012. Mt. Nemrut volcano (eastern Turkey): temporal petrological evolution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 209, p. 33-60
- Darabi H., Glascock M. 2013. The source of obsidian artefacts found at East Chia Sabz, Western Iran. *Journal of Archeological Science* 40, p. 3804-3809
- Davidson J.P, De Silva S, 2000. Composite volcanoes. In Sigurdson H, Houghton B.F, McNutt S.R, Rynner H, Stix J (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego, p. 663-680
- Decourt, J.-C. 1998. L'Obsidienne dans les Sources Anciennes: Notes sur l'Histoire du mot et l'Utilisation de la Roche dans l'Antiquité. In M.-C. Cauvin, A.Gourgaud, B. Gratuze, N. Arnaud, G. Poupeau, J.-L. Poidevin and C. Chataigner (eds.) *L'obsidienne au Proche et Moyen-Orient: Du Volcan à l'Outil*, BAR International Series 738, Archaeopress, Oxford. p. 363-378
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şengor, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of eastern Anatolia – a young collision zone. In: Coward, M.P., Reis, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*, vol. 19. Geological Society, London, Special Publications, p. 2–36.
- Duman T., Emre Ö, 2013. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics. *Geological Society, London, Special Publications* published online as doi: 10.1144/SP372.14
- Dussubieux L, Robertshaw P, Glascock M.D, 2009. LA-ICP-MS analysis of African beads: Laboratory inter-comparison with an emphasis on the impact of corrosion on data interpretation. *Int. J. Mass Spectrom.* 284/1-3, p. 152-161
- Eichelberger, J.C., Westrich, H.R., 1981. Magmatic volatiles in explosive rhyolitic eruptions. *Geophysical Research Letters* 8: doi: 10.1029/GL008i007p00757.

- Elkins-Tanton, L.T., 2004. Continental magmatism caused by lithospheric delamination, <http://www.mantleplumes.org/LithDelam.html>
- Emre O., Duman T.Y., 2007. The East Anatolian Fault: Structural pattern and relationship with the Dead Sea Transform, *Eos Trans. AGU*, 88(52), Fall Meeting Suppl., Abstract T42B-01.
- Ercan T., Şaroğlu R., Kuşçu I., 1996. Feature of obsidian beds formed by volcanic activity since 25 million years BP. Demirci S., Özer A.M., Summers G.D., (eds), The proceeding of the 29 th International Symposium on Archaeometry, Ankara TÜBİTAK p. 505-513
- Erturaç, M.K., Astruc, L., Balkan-Atlı, N., Gratuze, B., Mouralis, D., Kuzucuoğlu, C., Dinçer, B., Kayacan, N., 2012. Göllüdağ Volkanik Kompleksi içerisindeki Obsidiyen Kaynaklarının Özellikleri, I. Ulusal Coğrafya Sempozyumu, Bildiriler Kitabı, 28-30 Mayıs 2012 Erzurum
- Farhang K.N, Abedi A, Glascock M.D, Eskandari N, Khazae M, 2013. Provenance of prehistoric obsidian artefacts from Kul Tepe, northwestern Iran using X-ray fluorescence (XRF) analysis. *Journal of Archaeological Science*, Volume 40, Issue 4, p. 1956-1965
- Fink J, Anderson S, 2015. Lava dome and coulees. In Sigurdson H, Houghton B.F, McNutt S.R, Rynner H, Stix J (Eds.). *Encyclopedia of volcanoes*, Academic Press, San Diego, p 307-319
- Fink J.H., 1983. Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow: Little Glass Mountain, Medicine Lake Highland, northern California, *Geological Society of America Bulletin* 94 p. 362-380.
- Fink, J.H. & Manley, C.R. 1987. Origin of pumiceous and glassy textures in rhyolite flows and domes. In (J.H. Fink, Ed.) The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows. *Geological Society of America Special Paper* 212, p. 77–88
- Frahm E., Feinberg J., 2013. From flow to quarry: magnetic properties of obsidian and changing the scale of archaeological sourcing. *Journal of Archaeological Science* 40 p. 30706-3721
- Frahm E., 2012. Distinguishing Nemrut dağ and Bingöl A obsidian: Geochemical and landscape differences and the archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 39, p. 1436-1444
- Freund K, Carter T, Contreras D, Alçan M, Köse O, 2012. The character and use of the Gürgürebaba Tepe (Meydan Dağ) obsidian source. Conference paper
- Freund K.P., 2013. An assessment of the current applications and future directions of obsidian sourcing studies in archaeological research. *Archaeometry* 55-5, p. 779 – 793.
- Freundt A., Wilson, C. J. N., Carey, S. N. 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H., Stix J., (Eds.): *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, New York, pp. 581-599.
- Fuller, D. Q., G. Willcox, and R. G. Allaby. 2011. Cultivation and domestication had multiple origins: arguments against the core area hypothesis for the origins of agriculture in the Near East. *World Archaeology* 43 (4): 628–652
- Galland O., de Bremond d'Ars, J., Cobbold, P.R., Hallot, E., 2003. Physical models of magmatic intrusion during thrusting. *Terra Nova* p. 1-5. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00512.x.
- Gill B.1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Xiv + 390 pp. 109 figs. Volume 16, *Minerals and Rocks*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag. ISBN 07167 1291 1

- Giordano, D., Nichols A.R.L., Dingwell D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implication for the welding process. *Journal of Volcanic and Geothermal Research* 142 p. 105-118
- Glaznar A.F., Bartley, J.M., 1994. Eruption of alkali basalts during crustal shortening in southern California. *Tectonics* 13 (2), p. 493–498
- Gök R., Pasyanos, M.E. & Zor, E. 2007. Lithospheric structure of the continent–continent collision zone: eastern Turkey. *Geophysical Journal International* 169 p. 1079–1088
- Gordon Childe V., 1936. L'Orient préhistorique. Syria revue d'art et d'archéologie 4 p. 377-380
- Gourgaud A., 1998, Géologie de l'obsidienne, In : L'obsidienne au Proche et Moyen Orient : Du volcan à l'outil, Cauvin M.C., Gourgaud A., Gratuze B., Arnaud N., Poupeau G., Poidevin J.-L., Chataigner C. (éd.), *L'obsidienne au Proche et Moyen Orient : du volcan à l'outil*, Lyon, Maison de l'Orient Méditerranéen, Oxford, BAR Inter. Series 738, p. 15-31.
- Govers R., Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults and return flow around slab edges: geodynamic models with possible implications for the eastern Aegean region. International Symposium on Geodynamics of the Eastern Mediterranean. Kadir Has Univ., Istanbul, Turkey, p. 30.
- Grancher D, Mouralis D., Brunstein D., Beauguitte L., Varoutsikos B., Couillet A., Robin A.K., Akköprü E., Mokadem F., 2015. Reconstituer les réseaux de diffusion d'outilq en obsidienne. Conference Paper "Quatrième rencontre scientifique du groupe Res-Hist, Nice (France)
- Gratuze, 1999. Obsidian Characterization by Laser Ablation ICP-MS and its Application to Prehistoric Trade in the Mediterranean and the Near East: Sources and Distribution of Obsidian within the Aegean and Anatolia. *Journal of Archaeological Science*, 26, 869.
- Gratuze, B., 2013. Glass characterisation using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry methods. In: Janssens, K. (Ed.), *Modern Methods for Analysing Archaeological and Historical Glass*. vol. I. Wiley, Chichester
- Gonnerman H.M., Manga M., 2005. Flow banding in obsidian: a record of evolving textural heterogeneity during magma deformation. *Earth Planet Science Letter* 236, p 135-147
- Guilaine, J. Briois, F. and Vigne, J. D. (eds.). 2011. *Shillourokambos, Un établissement néolithique pré-céramique à Chypre*. Paris, Éditions Errance/École française d'Athènes
- Güleç N., Hilton, D.R., Mutlu, H., 2002. Heliumisotope variations in Turkey: relationship to tectonics, volcanism and recent seismic activities. *Chemical Geology* 187 p. 129–142.
- Güner Y., Şaroğlu, F., 1987. Doğu Anadolu'da Kuvaterner volkanizması ve jeotermal enerji açısından önemi. Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı p. 371-383
- Hamilton W.J., 1842. Researches on Antiquities and Geology in Asia Minor, Pontus and Armenia, Londres.
- Healey E., 2014. Interpreting obsidian use in the Near East: a personal perspective. *IAOS Bulletin* 51 p. 7-30
- Healey, E. & Campbell, S. 2009. The challenge of characterising large assemblages of exotic materials: A case study of the obsidian from Domuztepe, SE Turkey. *Internet Archaeology*, 26. doi:10.11141/ia.26.20

- Heiken, G. Wohletz, K. 1987. Tephra deposits associated with silicic domes and lava flow. in: Fink, J.H. (eds) *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*. Geol. Soc. Am. Spec. Publ., 212, 55-76.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Cosenza, G., Pasquare, G., Serri, G., Villari, L., 1980. Geology of the volcanic area north of Lake Van (Turkey). *Geol. Rundsch.* 69 p. 292-322
- Hempton, M.R., 1987. Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea. *Tectonics* 6 p. 687–705.
- Hughes R.E., Smith R.L., 1993. Archaeology, geology, and geochemistry in obsidian provenance studies. *Geological Society of America Special Paper* 283 p. 79-91
- Innocenti F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Villari, L., 1982. Anatolia and North-Western Iran. In: Thorpe, R.S. Ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. The Open Univ., Dep. Earth Sci., Milton Keynes, UK, p. 327–349.
- Innocenti F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Serri G., Villari, L., 1980. Geology of the volcanic area north of the Lake Van) Eastern Turkey. *Geologische Rundschau* 69 Issue 1, p. 292-323
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., Villari, L., 1976. Evolution of volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 1 p.103-112
- Jackson E.D., Shaw, H.R., 1975. Stress fields in central portions of the Pacific plate: delineated in time by linear volcanic chains. *Journal of Geophysical Research* 80, p. 1861–1874.
- Jaupart C., 2000. Magma Ascent at shallow levels. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S., Rymer H., Stix J., (Eds). *Encyclopedia Of Volcanoes*, p. 237-245.
- Jaupart C., Allègre C., 1991. Gas content, eruption rate and instabilities of eruption regime in silicic volcanoes. *Earth Planet Science Letter* 102, p. 413-429
- Johannsen A, J. 1932. A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. *Chicago University Press*, Chicago, Illinois, Vol. 2: p 1–428
- Johnson, 1970 Johnson, A.M., 1970. Physical processes in geology. W. H. Freeman, New York. 592 pp.
- Kamata, H., Suzuki-Kamata, K., Bacon, C.R., 1993. Deformation of the wineglass welded tuff and the timing of caldera collapse at Crater Lake, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56 p. 253-266
- Karaoğlu Ö., Özdemir, Y., Tolloğlu, A.Ü., Karabiyikoğlu, M., Köse, O., Froger, J.-L., 2005. Stratigraphy of the volcanic products around Nemrut Caldera: implications for reconstruction of the caldera formation. *Turkish Journal of Earth Sciences* 14, p. 123–143
- Kaymakçı N., İnceoz, M., Ertepinar, P., Koc A., 2010. Late cretaceous to recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). In: Sosson, M., Kaymakçı, N., Stephenson, R.A., Bergerat, F., Starostenko, V. (Eds.), *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform*. Geological Society, London, Special Publications, 340 p. 409–435.
- Kaymakçı N., İnceoz, M., Ertepinar, P., 2006. 3D-Architecture and Neogene evolution of the Malatya Basin: inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık Fault zones. *Turkish Journal of Earth Sciences* 15 p. 123–154.
- Keller, J., and Siefried, C., 1990. The present status of obsidian source characterization in Anatolia and the Near-East. *PACT* 25 p. 57-87

- Keskin M., 1994 Genesis of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Northeastern Turkey [Ph.D. thesis]: University of Durham, England.
- Keskin M., 2003. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30 p. 80-46
- Keskin, M., 2007. Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. In: Foulhrt, G.R., Jurdy D. (Eds), Plates, Plumes, and Planetary Processes. *Geological Society of America Special Paper* 430, p. 693–722.
- Keskin, M., Pearce, J.A., Mitchell, J.G., 1998. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum– Kars Plateau, northeastern Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85 p. 355–404
- Khalidi L, Gratuze B, Stein G, McMahon A, Al-Quntar S, Carter R, Cuttler R, Drechsler P, Healey E, Inizan M.L, Muralis D, Pernicka E, Robin A.K., 2016. The growth of early social networks: New geochemical results of obsidian from the Ubaid to Chalcolithic Period in Syria, Iraq and the Gulf. *Journal of Archaeological Science: Reports* 9, p.743-757
- Khalidi L., Gratuze B., Boucetta S., 2009. Provenance of obsidian excavated from late chalcolithic levels at the sites of Tell Hamoukar and Tell Brak, Syria. *Archeometry* 51 issue 6 p. 879-893
- Khalidi L., Gratuze, B., Haidar-Boustani M., Ibáñez, J.J., Teira, L., 2014. Results of geochemical analyses of obsidian artefacts from the Neolithic site of Tell Labwe South, Lebanon. In “Stone Tools in Transition: From Hunter-Gatherers to Farming Societies in the Near East. F. Borrell, J.J. Ibáñez, M. Molist (eds.)” — Bellaterra (Barcelona): Universitat Autònoma de Barcelona. Servei de Publicacions p. 475-494
- Kheirkhah M., Allen M.B., Emami M., 2009. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 382 p. 1-12
- Kingsbury C.G., 2012. Physical Volcanology of Obsidian Dome, California: A Complex Record of Emplacement of a Youthful Lava Dome. Thesis. Ottawa-Carleton Geoscience Centre and University of Ottawa (Canada)
- Koçyiğit A. & Beyhan, A. 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics* 284 p. 317–336
- Koçyiğit, A. 1990. Kenet Kuşağı’Nin Erzincan batısındaki (KD T.ürkiye) yapısal ilişkileri: Karakaya, İç Toros ve Erzincan Kenetleri [Structural Relationships between three sutures zones to the west of Erzincan: Karakaya, Inner Tauride and Erzincan sutures]. Türkiye 8. Petrol Kongresi, Bildiriler, 152Đ160 [in Turkish with English abstract].
- Koçyiğit, A., 1991a. Neotectonic structures and related landforms expressing the contractional and extensional strains along the North Anatolian Fault at the north-western margin of the Erzincan Basin, NE Turkey. *Bull. Tech. Univ. Istanbul*, 44 p. 455-473
- Korringa M.K., Noble D.C., 1972. Genetic significance of chemical isotopic and petrographic features of some peralkaline salic rocks from the island of Pantelleria. *Earth and Planetary Science Letters* 17 p. 258-262
- Koçyiğit A., Erol, O., 2001. A tectonic escape structure: erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta* 14 p. 133–145.

- Köyçüğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S., Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: implication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta* 14 p.177–195.
- Kuhn S, Dincer B, Balkan-Atlı N & Erturaç K, 2015. Paleolithic occupations of the Göllü Dağ, Central Anatolia, Turkey, *Journal of Field Archaeology*, 40: 5, p. 581-602,
- Lacroix A (1930) Les roches hyperalkalines du Massif du Fantale et du col de Balla. *Mém Société Géologique de France* 14, p. 89–102
- Lebas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27(3): 745-750.
- Le Bourdonnec F.-X., Bontempi J.-M., Marini N., Mazet S., Neuville P. F., Poupeau G., Sicurani J., 2010. SEM-EDS characterization of western Mediterranean obsidians and the Neolithic site of A Fuata (Corsica), *Journal of Archaeological Science*, tome 37, revue n° 1
- Lowenstern J.B., Mahood, G.A., 1991. Petrogenesis of high-silica rhyolite on the Alaska Peninsula. *Geophysical Research Letters* 18, p. 1565–1568.
- Lyonnet B. Guliyev F., Bouquet L., Bruley-Chabot G., Samzun A., Pecqueur L., Jovenet E., Baudouin E., Fontugne M., Raymond P., Degorre E., Astruc L., Guilbeau D., Le Dosseur G., Benecke N., Hamon C., Poulmarc'h M., Courcier A., 2016. Mentesh Tepe, an early settlement of the Shomu-Shulaveri Culture in Azerbaijan, *Quaternary International* 395 p.170-183
- Macdonald R., 1974. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin of Volcanology* 38, p. 498–516
- Macdonald R., Belkin, H.E., Fitton, J.G., Rogers, N.W., Nejbirt, K., Tindle, A.G., Marshall, A.S., 2008. The roles of fractional crystallization, magma mixing, crystal mush remobilization and volatile-melt interactions in the genesis of a young basalt peralkaline rhyolite suite, the Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya rift valley. *Journal of Petrology* 49, p. 1515–1547.
- 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. *Journal of Petrology* 28, p. 979–1088.
- Macdonald, R., Bailey, D. K. & Sutherland, D. S. 1970. Oversaturated peralkaline glassy trachytes from Kenya. *Journal of Petrology* 11, p. 507–517
- Marro, C., Özfirat A., « Pre-classical survey in eastern Turkey. Second preliminary report : The Ercis région ». *Anatolia Antiqua* XII (2004): 227-266 Moriizumi M, Nakashima S, Okumura S, Yamanoi Y (2008) Color-change processes of a Plinian pumice and experimental constraints of color-change kinetics in air of an obsidian. *Bulletin of Volcanology* 71, p.1–13
- Matsuda J.I., 1988. Geochemical study of collision volcanism at the plate boundary in Turkey (comparison with subduction volcanism in Japan). Initial report of Turkey– *Japan Volcanological Project Part I*, p. 31–36
- McClusky S., et al. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research* 105 (B3) p. 5695–5719
- McKenzie D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc*, 30 p. 109-185.

- Merle O., 1998. Internal strain within lava flows from analogue modelling, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81 p. 189-206.
- Mouralis D., 2016. Apport de la géographie à l'étude des sources d'obsidienne d'Anatolie orientale: du terrain aux modèles. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Paris 1 Panthéon Sorbonne pp 216
- Mouralis, D., Kuzucuoğlu, C., Akköprü, E., Doğu, A.-F., Scaillet, S., Christol, A., Zorer, H., Brunstein, D., Fort, M., Guillou, H., 2010 – Les pyroclastites du sud-ouest du lac de Van : implications sur la paléohydrographie régionale. *Quaternaire*, 21/4, p. 417-433
- Moutsious, T. (2011) The Obsidian Evidence for the Scale of Social Life during the Palaeolithic. Online PhD Thesis, Department of Geography, Royal Holloway College, University of London.
- Nakamura K., 1969. Arrangement of parasitic cones as a possible key to regional stress field. *Volcanological Society of Japan Bulletin*. 14 p. 8–20.
- Neuville, 2006. Viscosity, structure and mixing in (Ca, Na) silicate melts. *Chemical Geology* 229 p. 28-42.
- Noble D.C., 1968. Systematic variation of major elements in comendite and pantellerite glasses. *Earth and Planetary Science Letters* 4 p. 167-172
- Notsu K., Arakawa, Y. and Kobayashi, T., 1990. Strontium isotopic characteristics of arc volcanic rocks at the initial stage of subduction in western Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 40, p. 181-196
- Notsu K., Fujitoni, T., Ui, T., Matsuda, J., Ercan, T., 1995. Geochemical features of collision related volcanic rocks in central and Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 64 p. 171–192.
- Oberhansli R., Bousquet R., Candan O., Okay A., 2012. Dating subduction events in East Anatolia, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 21 p. 1-17, doi: 10.3906/yer-1006-26
- Ogata A., Nakamura K., Nagao K., Akimoto S., 1989. K-Ar age of young volcanic rocks of Turkey. 1989 annual meeting of the Geochemical Society of Japan ICO 3
- Okay A.J., 2008. Geology of Turkey: a synopsis. *Anschnitt* 21p. 19–42.
- Opheim J.A., Gundmundsson A., 1989. Formation and geometry of fractures and related volcanism of the Krafla fissure swarm, Northeast Iceland. *Geological Society of America Bulletin*, 101 p. 1608–1622
- Orange M., Carter, T., Le Bourdonnec, FX., 2013. Sourcing obsidian from Tell Aswad and Qdeir 1 (Syria) by SEM-EDS and EDXRF: methodological implications. *C.R.Palevol* 12, p. 173–180
- Otte M., 1999. La préhistoire, Noiret P., Plumet P., Vialou D. (contr.) Éditions de Boeck, Collection « Université », Bruxelles.
- Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A., Chugaev A.V., Shakov E.V., 2016. Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrüsk stratovolcano, Eastern Anatolia Collision Zone, Turkey. *Lithos* 256-257 p. 88-108
- Özdemir Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A.U., Güleç, N., 2006. Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano, East Anatolian High Plateau: the most recent post-collisional volcanism in Turkey. *Chemical Geology* 226, p. 189–211

- Özpeker I., 1973. Nemrut yanardağının volkanolojik incele mesi: TÜBİTAK Temel Birimler Araştırma Grubu, Proje no: TBAG-83: İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul
- Pamukçu O.A., Akçiğ Z., 2011. Isostasy of the Eastern Anatolia (Turkey) and discontinuities of its crust. *Pure and Applied Geophysics* 168, p. 901-916
- Pasquaré G., 1968. Geologie of the Senozoic volcanic area of Central Anatolia, Atti della Acad. No. delince; memorie serie VIII, vol.IX s. 5-204 Roma
- Pearce J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., Mitchell, J.J., 1990. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, p. 189–229
- Peccerillo A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., Wu, T.W., 2003. Relationships between mafic and peralkaline silicic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical, and isotopic study of the Gedemsa volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology* 44–11, p. 2003–2032.
- Perlès C., 1990, L'outillage de pierre taillée néolithique en Grèce : approvisionnement et exploitation des matières premières. In: *Bulletin de correspondance hellénique*, Vol. 114, Numéro 114 – 1, p. 1 – 42.
- Piromallo A., and Morelli, P., 2003, P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, doi: 10.1029/2002JB001757.
- Poidevin J.L., 1998. Les gisements d'obsidienne de Turquie et de Transcaucasie : géologie, géochimie et chronométrie. In M.C. Cauvin, A. Gourgaud, B. Gratuze, N. Arnaud, G. Poupeau, J.L. Poidevin et C. Chataigner (eds). *L'obsidienne au Proche et au Moyen-Orient Du volcan à l'outil*. BAR International Series 738 p. 105-204
- Polat A., Kerrich, R., Casey, J.F., 1997. Geochemistry of Quaternary basalts erupted along the east Anatolian and Dead Sea fault zones of southern Turkey: implications for mantle sources. *Lithos* 40 p. 55–68.
- Poupeau G., Lugliè C., D'Anna A., Carter T., Le Bourdonnec F.-X., Bellotgurlet L., Bressy C., 2010, Circulation et origine de l'obsidienne préhistorique en Méditerranée. Un bilan de cinquante années de recherches, In : Conférence : Archéologie des rivages méditerranéens : 50 ans de recherche, At Arles, France, 28th-30th October 2009
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al- Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitritsa, A., Filikov, S.V., Gomes, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111, V05411, doi: 05410.01029/02005JB004051.
- Reillinger R., McClusky, S., Oral, B., King, R., Toksoz, N., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research* 102 (B5), p. 9983–9999.
- Renfrew C., 1969. Trade and culture process in European prehistory. In: *Current Anthropology*. Vol. 10, No. 2 /3 (Apr. - Jun., 1969), *University of Chicago press*, p. 151 – 169.

- Renfrew C., Dixon J.E, Cann J.R., 1966. Obsidian and Early Cultural Contact in the Near East. *Proceeding of the Prehistoric Society* 32 p. 30-72
- Robin AK, Mouralis D, Akköprü E, Gratuze B, Kuzucuoğlu C, nomade S, Pereira A, Dogu AF, Erturaç K, Khalidi L., 2016. Identification and characterization of two new obsidian sub-sources in the Nemrut volcano (Eastern Anatolia, Turkey): The Sıcaksu and Kayacık obsidian. *Journal of Archaeological Science: reports* 9, p. 705-717
- Ross, C.S., and Smith, R.L., 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification. *Geological Survey Professional paper* 366
- Rust A.C., Manga M., Cashmann K.V., 2003. Determining flow type, shear rate and shear stress in magmas from bubble shapes and orientations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 122, p. 304-318
- Şaroğlu F, Güner Y., 1981. Dogu Anadolunun jeomorfolojik gelişimine etki eden ögeler, jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri (in Turkish). *Türkiye Jeol Kur Bült* 24 p. 267–282
- Şaroğlu F., 1985, Doğu Anadolu'nun neotektonik dönemde jeolojik ve yapısal evrimi: İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora tezi (unpublished), Ankara-Turkey.
- Şaroğlu F., and Güner Y., 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden ögeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri: *TJK Bull.*, 24, p. 39-50.
- Saroğlu F., Emre, O., Boray, A., 1987. Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri, *Mineral Research and Exploration Inst. Turkey, Report No. 8174* (in Turkish).
- Saroğlu F., Emre, O., Kuşçu, I., 1992. Active Fault Map of Turkey at 1/2,000,000 one sheet. General Directorate of Mineral Research and Exploration of Turkey (MTA) Publication, Ankara.
- Şaroğlu F., Yılmaz, Y., 1987. Geological evolution and basinmodels during neotectonic episode in the eastern Anatolia. *Bulletin of the Mineral Research and Explortion* 107 p. 61–83.
- Saroglu, F., O. Emre, and I. Kuscu, 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey, *Ann. Tectonicae*, VI, p 99-125
- Sarp G., 2014. Evolution of neotectonic activity of East Anatolian Fault System (EAFS) in Bingöl pull-apart basin, based on fractal dimension and morphometric indices. *Journal of Asia Earth Sciences* 88 p. 168-177
- Schmincke, H.U., Sumita, M., 2014. Impact of volcanism on the evolution of Lake Van (eastern Anatolia) III: Periodic (Nemrut) vs. episodic (Süphan) explosive eruptions and climate forcing reflected in a tephra gap between ca. 14 ka and ca. 30 ka. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 285, p. 195-213
- Şen P., Temel, A., Gourgaud, A., 2004. Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. *Geological Magazine* 141 p. 81–98.
- Şengör A.M.C., Gorur, N., S, Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In *Strike-Slip Faulting and Basin Formation*, vol. 37. SEPM. Spec. Publ, p. 227–264.
- Şengör A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979. Post collisional tectonics of the Turkish-Anatolian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55 p.361–376.

- Şengör A.M.C., Özen M.S., Keskin M., Sakinç M., Özbakır a.D., Kayan I., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogeny: implications for post-collisional crust-forming process in Turkic-type orogens. *Earth Science Reviews* 90 p. 1-48
- Şengör A.M.C., Ozeren, S., Genc, T., Zor, E., 2003. East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30 (24), p. 80-45.
- Şengör A.M.C., Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75 p. 181-241.
- Seyman and Aydın A., 1972. Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu Fay Zonu ile ilişkisi. M.T.A. Dergisi, 79 p. 1-8
- Seyman, I, 1975, Kelkit vadisinde kesiminde Kuzey Anadolu Fay Aonunun tektonik özelliği, these `a ITU Maden Fak. Yay, İstanbul, p. 192
- Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H., Bellier O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post-collisional settings: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics* 31, TC3013. Doi: 7407/2011TC003042
- Shackley, M. Steven (ed.) 1998. Archaeological Obsidian Studies: Method and Theory. In *Advances in Archaeological and Museum Sciences Series 3*, New York: Kluwer Academic/Plenum Publishing. ISBN: 0-306-45804-7
- Shields J.K., Mader H.M., Caricchi L., Tuffen H., Mueller S., Pistone M., Baumgartner L., 2016. Unravelling textural heterogeneity in obsidian: Shear-induced outgassing in the Roche Rosse flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 310, p. 137-158
- Simmons, A. H. 2010: *The Neolithic Revolution in the Near East: Transforming the Human Landscape*. Tucson: University of Arizona Press, 184-194
- Skinner C., 1983. Obsidian studies in Oregon: an introduction to obsidian and an investigation of selected methods of obsidian characterization utilizing obsidian collected at prehistoric quarry sites in Oregon. Thesis. University of Oregon (USA)
- Slimak L., Kuhn S., Roche H., Mouralis D., Buitenhuis H., Balkan-Atlı N., Binder D., Kuzucuoğlu C., Guillou H, 2008. Kaletepe Deresi 3 (Turkey): Archaeological evidence for early human settlement in Central Anatolia, *Journal of Human Evolution*, 54 p. 99-111.
- Slimak L., Roche H., Mouralis D., Buitenhuis H., Balkan-Atlı N., Binder D., Kuzucuoğlu C., Grenet M., 2004. Kaletepe Deresi 3 (Turquie), aspects archéologiques, chronologiques et paléontologiques d'une séquence pléistocène en Anatolie centrale. *C.R. Paleovol* 3 p. 411-420
- Smith, R. L., Frhedman, I., Long, W. D., 1958. Welded tuffs, experimental I. *American Geophysical Union. Trans.*, 39 p. 532-533.
- Squier E.G & Davis E.H., 1848. Ancient Monuments of the Mississippi valley, Smithsonian Contributions to knowledge I, Washington
- Stasiuk M.V., Barclay J., Carroll M.R., Jaupart C., Ratte J.C., Sparks R.S.J., Tait S.R., 1996. Degassing during magma ascent in the Mule Creek vent (USA). *Bulletin of Volcanology* 58, p. 117-130
- Stein G.J., Alizadeh, A., 2013. Surezha, Kurdistan. *The Oriental Institut, Oi.chicago.edu, Annual report 2013-2014* p. 138-151

- Sumita M., Schmincke, H.U., 2012a. The climatic, volcanic and geodynamic evolution of the Lake Van-Nemrut-Süphan system (Anatolia) over the past ca. 550– 600 000 years. *A progress report based on a study of the products of explosive volcanism on land and in the lake*, p. 157–162
- Sumita M., Schmincke, H.U., 2013. Impact of volcanism on the evolution of Lake Van II: Temporal evolution of explosive volcanism of Nemrut volcano (eastern Anatolia) during the past c.a 0.4 Ma. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 253, p. 15-34
- Tapponier P. Molnar P., 1977, Active faulting and tectonics of China. *Journal of Geophysical Research* 82 p. 2905-2930.
- Tapponier P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., Cobbold, P., 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 7 p. 611–616.
- Tatar O., Piper, J.D.A., Park, R.G., Gu`rsoy, H., 1996. Palaeomagnetic study of block rotations in the Niksar overlap region of the North Anatolian Fault Zone, central Turkey. *Tectonophysics* 244, p. 251–266
- Taymaz T., H. Eyidođan, and J. Jackson (1991), Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian fault Zone (Turkey), *Geophysical Journal International.*, 106 p. 537–550, doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb06328.x.
- Tchalenko, J.S., 1977. A reconnaissance of the seismicity and tectonics at the Northern border of the Arabian plate _Lake Van region. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.* 19, p. 189–208.
- Tekin-Yürür M., Chorowicz J., 1998. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85 p. 1-15.
- Tibaldi A., 2005. Volcanism in compressional tectonic settings. Is it possible? *Geophysical Research Letters* 32, L06309, doi: 10.1029/2004GL021798.
- Tibaldi A., 2008. Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176 p. 291-301
- Tokel S., 1985. Mechanism of crustal deformation and petrogenesis of the Neogene volcanics in East Anatolia: Special Publication of Türkiye Jeoloji Kurumu, Ketin Symposium, ed. T. Ercan and M.A. Çađlayan, p. 121–130.
- Tryon C.A., Amelia M., Logan V., Mournalis D., Kuhn S., Slimak L., Balkan-Atlı N., 2009. Building a tephrostratigraphic framework for the Paleolithic of Central Anatolia, Turkey. *Journal of Archaeological Science* 36, p. 637-652
- Tuffen, H, Riley, C & Castro, JM 2010, 'Volatile contents, degassing behaviour and hydration of early-erupted rhyolitic pyroclasts and ashes from Vulcan Chaitén, Chile' AGU Fall Meeting 2010, San Francisco, 13/12/10 - 17/12/10
- Tuffen H., Dingwell, 2005. Fault textures in volcanic conduits: evidence for seismic trigger mechanisms during silicic eruptions. *Bulletin of Volcanology* 67 (4) p. 370-387
- Tuffen H., Dingwell D., Pinkerton H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? *Geology* 31, 1089
- Turcotte D.L., 1983, Mechanism of crustal deformation: *Journal of the Geological Society of London*, v. 140 p. 701–724.

- Ulusoy, 2008. Etude volcano-structurale du volcan Nemrut (Anatolie de l'Est, Turquie) et risques naturels associés. *Volcanologie*. Université Blaise Pascal – Clermont-Ferrand II, these
- Ulusoy, İ., Çubukçu, H.E., Aydar, E., Labazuy, P., Ersoy, O., Şen, E., Gourgaud, A., 2012. Volcanological evolution and caldera forming eruptions of Mt. Nemrut (Eastern Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 245–246, p. 21–39
- Verità M, Basso R, Wypyski M.T, Koestler R.J, 1994. X-ray Microanalysis of Ancient Glassy Materials: A Comparative Study of Wavelength Dispersive and Energy Dispersive Techniques. *Archaeometry*. 36/2, p. 241-251,
- Wedepohl, H.K., 1995. The composition of the continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta* vol 59 issue 7, p. 1217-1232
- White J.C, Parker D.F., Ren M., 2009. The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element and thermodynamic modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179 p. 33-55
- White J.C., Benker, S.C., Ren, M., Urbanczyk, K.M., Corrick, D.W, 2006. Petrogenesis and tectonic setting of the peralkaline Pine Canyon caldera, Trans-Pecos Texas, USA. *Lithos* 91 (1–4), p. 74–94.
- Winchester J.A., Floyd P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20 p. 325-343
- Wortel M.J.R., van Yperen, G.C.N., Meijer, P.T., 2005. Africa–Eurasia collision and the separation of Arabia from Africa. International Symposium on Geodynamics of the Eastern Mediterranean, Kadir Has Univ., Istanbul, Turkey, p. 29.
- Yagi, K., 1962. Welded tuffs and related pyroclastic deposits in northeastern Japan. *Bulletin of Volcanology* 24, p. 109–128
- Yagi, K., 1966. Experimental study on pumice and obsidian. *Bulletin of Volcanology* 29, p. 559-573
- Yalçinkaya, İ., 1998. Découvertes paléolithiques en obsidienne en Anatolie orientale. In M.-C. Cauvin, A.Gourgaud, B. Gratuze, N.Arnaud, G. Poupeau, J.-L. Poidevin and C. Chataigner (eds.) *L'obsidienne au Proche et Moyen-Orient: Du Volcan à l'Outil*. BAR International Series 738. Archaeopress, Oxford, p.235-240
- Yılmaz Y., 2008. Main geological problems of Western Anatolia and the significance of the Bodrum magmatic province. In: Donald D Harrington symposium on the geology of the Aegean IOP conferans series: earth and environmental science 2 p 1–6
- Yılmaz Y., 1991. Alloctonous terranes in the Tethyan Middle East: Anatolia and the surrounding regions. In : Dewey J.F., Gass I.G., Curry G.B., Harris N.B.W., Şengor A.M.C (eds.) *Alloctonous terranes*. Cambridge University Press p. 155-167
- Yılmaz Y., Güner, Y., Şaroğlu, F., 1998. Geology of the quaternary volcanic centers of the east Anatolia. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 85, p. 173-210
- Yılmaz Y., Yiğitbas, E., Genç, S.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. *Tectonics* 12 (5) p. 1280–1297.
- Yılmaz Y., Saroğlu, F., Güner, Y., 1987. Initiation of the neomagmatism in East Anatolia. *Tectonophysics* 134 p. 177–199.

Yürür T., and Chorowicz J., 1998. Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 85 p. 1–15

Yusufoğlu H., 2013. An intramontane pull-apart basin in tectonic escape deformation: Elbistan Basin, Eastern Taurides, Turkey. *Journal of Geodynamics* 65 p. 308-329

Yutmen S., Guillou, H., Westaway, R., Rowbotham, G., Tatar, O., 2002. Rate of strike-slip motion on the Amanos Fault (Karasu Valley, southern Turkey) constrained by K–Ar dating and geochemical analysis of Quaternary basalts. *Tectonophysics* 344 p. 207–246.

Zor Sandvol, E., Gürbüz, C., Türkelli, N., Seber, D. and Barazangi, M., 2003. The crustal structure of the East Anatolian plateau (Turkey) from receiver functions, *Geophysical Research Letters* 30(24), 8044, doi: 10.1029/2003GL018192

Table des matières

Remerciements.....	0
Introduction générale	9
PARTIE I :	13
Les contextes d'étude des obsidiennes en Anatolie orientale	13
Introduction des contextes d'étude.....	14
Chapitre 1 – Contexte des études de provenance de l'obsidienne au Proche-Orient.....	15
Introduction	15
1. Les études de provenance de l'obsidienne ou <i>obsidian sourcing</i>	15
1.1. Le questionnement archéologique.....	16
1.2. Principe de <i>l'obsidian sourcing</i>	17
1.3. Définition du terme « source »	17
2. L'Anatolie orientale une région clé dans <i>l'obsidian sourcing</i>	19
2.1. L'Anatolie, une région carrefour de 3 continents.....	19
2.2. Les transferts d'obsidienne : du volcan aux sites archéologiques	20
2.3. L'Anatolie orientale	21
3. L'obsidienne : propriétés chimiques, physiques et utilisations	22
3.1. Caractérisation et classification chimique des obsidiennes	23
3.1.1. Classification des rhyolites.....	23
3.1.2. Origine et formation des pantellerites et des comendites.	25
3.2. Signature chimique du volcan et variabilité chimique de l'affleurement.....	26
3.3. Modes de formation des affleurements d'obsidienne et déformations	27
3.3.1. Modes de formation des obsidiennes	27
3.3.2. Dynamique d'écoulement et figures de déformation	29
3.4. Un matériau façonnable.....	30
3.5. Utilisations et signification symbolique de l'obsidienne.....	31
Conclusion.....	32
Chapitre 2 : Contexte géodynamique et volcanologique de l'Anatolie orientale	28
Introduction	28
1. Géodynamique et formation des paysages hérités depuis le Miocène	28
1.1. La collision Arabe-Eurasie.....	28
1.2. Le soulèvement du plateau anatolien	29
1.2.1. Un changement dans le régime tectonique	29
1.2.2. Un soulèvement rapide et homogène à l'échelle des temps géologiques.....	30
2. Origines du volcanisme est-anatolien.....	31
2.1. Rôle de l'épaisseur du plateau anatolien dans l'initiation du volcanisme	31

2.2. Les différents modèles expliquant le volcanisme est-anatolien	32
3. Les centres volcaniques Néogène et Quaternaire des quatre régions volcaniques de cette étude en Anatolie orientale	35
3.1. Les complexes volcaniques en situation de régime tectonique compressif	35
3.1.1. Situation géodynamique de la région nord du lac de Van	35
3.1.2. Construction du volcan composite	36
3.1.3. Destruction du relief structural	38
3.1.4. Un ou des événement(s) secondaire(s).....	38
3.2. Les centres volcaniques associés au régime tectonique décrochant	39
3.2.1. Le segment du Göynük et le volcanisme dôme d'Alatepe	39
3.2.2. Formation de dômes et de dôme-coulées	40
4. Evolution du paysage : les facteurs morphogènes.....	41
4.1. La tectonique : une mobilité des paysages à grande échelle	41
4.2. Le volcanisme : un impact morphogène immédiat.....	42
4.3. L'érosion accentuée par la tectonique	43
Conclusion.....	43
PARTIE II :	44
METHODOLOGIE : METHODES DE CARACTERISATION DE L'OBSIDIENNE A DIFFERENTES ECHELLES... 44	44
Introduction de l'approche méthodologique	45
Chapitre 3 : Analyses à partir du terrain : typologie des affleurements d'obsidienne	47
Introduction	47
1. Objectifs de l'étude de terrain	48
2. Protocole d'étude.....	48
2.1. La localisation des affleurements étudiés.....	48
2.2. La description stratigraphique des affleurements	49
2.3. Stratégie d'échantillonnage	51
Conclusion.....	51
Chapitre 4 : Analyse élémentaire des obsidiennes par LA-ICP-MS	52
Introduction	52
1. But de la méthode.....	53
2. Fonctionnement de l'appareil	53
3. Protocole d'analyse	54
3.1. Acquisition des données.....	55
3.2. Traitement des résultats donnés par l'appareil	55
Conclusion.....	56
Chapitre 5 : Analyses pétrologiques et minéralogiques.....	57

1. Analyses pétrologiques au microscope optique	57
1.1. But de la méthode.....	57
1.2. Protocole d'analyse	57
1.2.1. Réalisation des lames minces non couvertes.....	57
1.2.2. Etude sous microscope optique à transmission	58
1.3. Les caractères pétrologiques observés.....	58
1.3.1. Les structures associées aux obsidiennes	58
1.3.2. Les cristaux.....	60
1.3.3. Les microlites hors microcristaux	60
2. Détermination minéralogique par microsonde et analyse sur les verres	62
2.1. But de la méthode.....	62
2.2. Principe de fonctionnement de la microsonde.....	63
2.3. Protocole d'analyse	64
Conclusion.....	64
Chapitre 6 : Les outils numériques.....	65
1. La base de données GeObs.....	65
1.1. Objectifs de la base de données.....	65
1.2. Structuration de la base de données.....	65
2. Statistique, notion de groupes d'obsidienne à l'échelle de l'Anatolie orientale.....	66
2.1. But de la méthode.....	66
2.2. Définition statistique	67
2.3. Protocole d'analyse	67
2.3.1. Structuration des fichiers.....	67
2.3.2. Classification ascendante hiérarchique.....	68
2.3.3. Analyse factorielle discriminante	69
Conclusion.....	69
Chapitre 7 – Datation des obsidiennes.....	70
Introduction	70
1. But de la méthode.....	70
2. Principe de la méthode	70
3. Protocole d'analyse pour les obsidiennes.....	71
Conclusion.....	72
PARTIE III :	73
Résultats et interprétations par régions volcaniques : du complexe volcanique à l'échantillon d'obsidienne.....	73
Introduction portant sur les résultats	74

Chapitre 8 - Le complexe volcanique du Meydan, focus sur le dôme du Gürgürbaba	75
Introduction	75
1. Contexte géologique locale du complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba : état de l'art...	76
1.1. Description morphologique	77
1.2. Origine du magma	78
1.3. Edification du volcan Meydan.....	78
1.4. Formation du dôme du Gürgürbaba	79
1.5. Distribution spatiale des obsidiennes du Meydan-Gürgürbaba	80
2. Identification et caractérisation des affleurements d'obsidienne.....	81
2.1. Les affleurements en banc du flanc ouest (secteur A).....	81
2.2. Les affleurements amont et aval du flanc sud (secteur B).....	82
2.3. Les affleurements de Toklu (secteur C)	83
2.4. Les affleurements de la coulée d'Ulupamir (secteur D).....	84
3. Caractéristiques physiques des obsidiennes du Gürgürbaba et mode de mise en place	85
3.1. Les macros faciès des obsidiennes du Meydan	85
3.1.1. La teinte, la texture et l'éclat	85
3.1.2. Les motifs des macros faciès	86
3.2. Les microfaciès des obsidiennes du Meydan-Gürgürbaba	87
3.2.1. Des obsidiennes « cristal clear »	87
3.2.2. Les structures.....	87
3.2.3. Les microlites	89
3.3. Mode de mise en place	92
3.3.1. Les textures des affleurements	92
3.3.2. Le rhéomorphisme.....	93
3.3.3. Les indices pétrologiques	94
4. Signature chimique des obsidiennes du Meydan.....	94
4.1. Analyses élémentaires et nature des obsidiennes	94
4.2. Diagramme normalisé	95
4.3. Eléments discriminants des obsidiennes du Gürgürbaba	97
5. Datation absolue par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	98
Conclusion.....	100
Chapitre 9 - Le complexe volcanique du Nemrut	102
Introduction	102
1. Géologie du Mont Nemrut et occurrence des obsidiennes : état de l'art.....	102
1.1. Origine du magma	104
1.2. Formation du stratovolcan Nemrut.....	105

1.3. Distribution spatiale des affleurements d'obsidienne du Nemrut.....	107
2. Affleurements et faciès des obsidiennes du Nemrut	109
2.1. Localisation et description des sept affleurements	110
2.1.1. Les affleurements de versant	110
2.1.2. Les affleurements d'obsidienne localisés à l'intérieur de la caldera	115
3. Faciès macroscopique et microscopique des obsidiennes du Nemrut	117
3.1. Faciès macroscopique.....	117
3.2. Faciès microscopique	117
3.2.1. L'abondance et les assemblages minéralogiques	118
3.2.2. Assemblage minéralogique d'un ensemble d'obsidienne donné pour les différents affleurements	121
3.3. Mode de mise en place des affleurements d'obsidienne	124
3.3.1. Structures de déformation associées à la mise en place des affleurements	124
3.3.2. Des faciès marqués par la présence de minéraux	126
3.4. L'originalité des obsidiennes de Sıcaksu	127
4. Datation de l'obsidienne de l'affleurement de Sıcaksu	128
5. Les obsidiennes peralcalines du Nemrut	128
5.1. Signature chimique des obsidiennes du Nemrut.....	129
5.2. Chronologie relative de mise en place des formations à obsidienne	131
Conclusion.....	132
Chapitre 10 - Les montagnes de Solhan dans la province volcanique de Bingöl	136
Introduction	136
1. Les montagnes de Solhan	137
2. Formation des montagnes de Solhan.....	139
3. Origine du magma	140
4. Les gisements d'obsidienne.....	141
4.1. Les affleurements autochtones et sub-autochtones	141
4.1.1. Les affleurements de dôme.....	141
4.1.2. Les affleurements liés aux pyroclastites.....	142
4.2. Les affleurements allochtones	144
5. Caractéristiques physiques des obsidiennes de Solhan	144
5.1. Faciès des obsidiennes.....	145
5.2. Microfaciès et pétrologie des obsidiennes.....	145
5.2.1. La teinte et les phénocristaux	146
5.2.2. Les structures.....	146
5.2.3. Les microlites	147

5.3. Minéralogie des obsidiennes	148
6. Datation par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	149
7. Mise en place des affleurements d'obsidienne	150
8. Caractéristiques chimiques des obsidiennes de Solhan	151
8.1. Spidergrammes	151
8.2. Relation chimique entre affleurements primaire et secondaire	152
Conclusion.....	154
Chapitre 11 – Le massif d'Alatepe dans la région volcanique de Bingöl	156
Introduction	156
1. Géologie de la région d'Alatepe.....	157
1.1. Contexte géologique locale	158
1.2. Morphologie du paysage actuel.....	158
2. Origine du magma	159
3. Les affleurements d'obsidienne.....	159
3.1. Les affleurements du massif d'Alatepe	159
3.2. Les obsidiennes allochtones	166
4. Caractéristiques des obsidiennes d'Alatepe	166
4.1. Les différents faciès.....	166
4.2. Pétrologie des obsidiennes : étude en lame mince	167
4.2.1. La teinte et les phénocristaux	167
4.2.2. Les structures.....	167
4.2.3. Les microlites	168
5. Datations des obsidiennes par la méthode Ar/Ar	170
6. Mise en place des affleurements d'obsidienne	170
7. Caractéristiques chimiques des obsidiennes d'Alatepe	171
7.2. Spidergramme	172
7.3. Discrimination des événements en fonction de leur signature chimique	174
Conclusion.....	175
PARTIE IV :	177
Discussion sur l'attribution d'un jeu d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques et modalités de mise en place de ces gisements	177
Introduction aux discussions	178
Chapitre 12 – Attribution d'un set d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques étudiés	179
Introduction	179
1. Hypothèses sur les gisements à partir d'une approche intégrée terrain/laboratoire	180

1.1.	Les gisements du Gürgürbaba	180
1.2.	Les gisements du Nemrut	184
1.3.	Les gisements de Solhan	187
1.4.	Les gisements d'Alatepe.....	188
2.	Le jeu de données des artefacts archéologiques	190
2.1.	Les sites archéologiques du Proche-Orient	190
2.2.	Les artefacts archéologiques en obsidienne.....	191
3.	Comparaison des signatures chimiques et attribution aux gisements.....	191
3.1.	La comparaison avec des diagrammes binaires : exemple des artefacts attribués au Nemrut 192	
3.2.	La comparaison multivariée	192
3.3.	Diffusion des obsidiennes extraites des quatre complexes volcaniques étudiés vers les sites archéologiques du jeu d'artefacts	198
4.	Discussion sur la méthode d'attribution et apport de l'approche intégrée	199
4.1.	Les limites de la méthode	199
4.2.	L'apport d'une approche intégrée terrain/ laboratoire dans les études de provenance....	200
4.3.	Les gisements les plus probables en Anatolie orientale	201
	Conclusion.....	202
	Chapitre 13 – Contexte d'affleurement et caractéristiques des obsidiennes : des indices pour la compréhension des modes de mise en place	203
	Introduction	203
1.	Types de gisement exploitable et reconstitution des modes de mise en place	204
2.	Caractéristiques microscopiques des obsidiennes	205
2.1.	Les caractéristiques liées à la température	207
2.2.	Les caractéristiques liées aux volatils.....	208
2.2.1.	La teneur en volatil et le style éruptif.....	208
2.2.2.	Les vésicules et le régime d'écoulement	209
2.3.	Les structures rubanées et marbrées	210
	Conclusion.....	212
	Conclusion générale	214
	Bibliographie	219
	Liste des illustrations.....	243

Liste des illustrations

Liste des figures

Introduction générale

Figure 1: Organigramme de l'approche méthodologique développée dans la thèse

Chapitre 1 – Contexte des études de provenance de l'obsidienne au Proche-Orient

Figure 1: Carte schématique de diffusion de l'obsidienne depuis les grandes provinces volcaniques anatoliennes vers les grandes zones culturelles au Proche-Orient et la Méditerranée orientale (modifié d'après Chataigner, 1998). (Note : l'extension des zones sources est exagérée dans le dessin)

Figure 2: Emboîtement des échelles spatiales de la « source » primaire (échantillon d'obsidienne en place), de la région volcanique à l'affleurement

Figure 3: Carte de localisation des 13 régions volcaniques à obsidienne en Anatolie orientale, les 4 régions d'étude de la thèse sont dans les encarts jaunes.

Figure 4: Champ des compositions des obsidiennes d'Anatolie orientale (ANR GeObs) dans le diagramme TAS (Total Alkali Silica)

Figure 5: Champ de composition des rhyolites défini par Macdonald et Baley (1973) dans le diagramme de Winchester et Floyd (1975) utilisant SiO_2 vs Zr/TiO_2 , pour les obsidiennes d'Anatolie orientale du programme GeObs

Figure 6: Textures d'une coulée d'obsidienne (a) front de la coulée, (b) cœur de la coulée, (c) coupe d'une coulée d'obsidienne (modifié d'après Fink et Manga, 1987 ; Hughes et Smith, 1993 ; Castro et Cashman, 2002 ; Kingsbury, 2012) abréviations : PFV= ponces finement vésiculées, Obs= obsidienne, PG= ponces grossière, Ons+Lith= obsidienne+ lithophyses, Brc= brèche, Tph= tephres.

Figure 7: Coupe d'un dépôt pyroclastique où l'obsidienne s'est formée (modifié d'après Skinner, 1983)

Figure 8: Rhéomorphisme d'une coulée ignimbritique (modifié d'après Andrew, 2011)

Figure 9: Echelle de Mohs, classification des minéraux du plus tendre (1) au plus dur (10)

Figure 10: (a) outils en obsidienne provenant de Çatalhöyük et (b) parure en obsidienne provenant du site d'Arpachiyah en Iraq (Campbell, 2013)

Chapitre 2 : Le contexte géodynamique de l'Anatolie orientale

Figure 1: Situation géodynamique de l'Anatolie orientale (modifié d'après Köçyiğit *et al.*, 2001)

Figure 2 : Volcanisme Néogène Quaternaire lié à la collision en Anatolie orientale (modifié d'après Keskin, 1998 et Bozkurt, 2001)

Figure 3: Modèles (a) d'échappement (McKenzie, 1972); (b) de migration vers le nord et détachement du slab (Innocenti *et al.*, 1982); de rifting (Tokel, 1985) (Modifié d'après Keskin, 2007)

Figure 4 : (a) extension localisée avec pull-apart (Dewey *et al.*, 1986 ; Pearce *et al.*, 1990; Keskin *et al.*, 1998); (b) délamination du manteau lithosphérique sous la région est-anatolienne (Pearce *et al.*, 1990; Keskin *et al.*, 1998)

Figure 5: Modèle de magmatisme est anatolien généré par la délamination et le retrait puis la rupture du panneau plongeant (d'après Pearce *et al.*, 1990 ; Şengör *et al.*, 2003; Keskin, 1998, 2003,2007)

Figure 6: Contexte tectonique de la région de Van (modifié d'après Selçuk, 2016). En encart : situation de deux des complexes volcaniques (Nemrut et Meydan) étudiés dans ce travail

Figure 7: Vue virtuelle du Nemrut avant formation de la caldera sommitale (d'après Ulusoy, 2008)

Figure 8: Vue aérienne (a) du Nemrut et de sa caldera, (b) du complexe Meydan-Gürgürbaba avec la caldera du Meydan ouverte sur le sud (image google earth), en direction du nord

Figure 9: Segment Karlova-Bingöl et bassin en pull-apart de Bingöl (données tectoniques Emre *et al.*, 2003 ; fond topographique google earth)

Figure 10 : Coupe schématique au front et au cœur de dôme à obsidienne (d'après Fink et Manga, 1987)

Chapitre 3 : Analyses à partir du terrain : typologie des affleurements d'obsidienne

Figure 1 : Carte de localisation des différentes régions volcaniques investiguées en Anatolie orientale

Figure 2 : Schéma illustrant l'emboîtement des échelles spatiales d'une source primaire

Chapitre 4 : Analyse élémentaire des obsidiennes par LA-ICP-MS

Figure 1: Schéma de fonctionnement de l'appareil ICP-MS (CEA)

Figure 2 : Echantillons d'obsidienne et standard (position 5) sur une barrette. Analyses faites avec l'ancien modèle

Chapitre 5 : Analyses pétrologiques et minéralogiques

Figure 1 : Structure couramment observées sur les lames minces d'obsidienne (a) linéations plissées continues et discontinues, (b) linéations plissées et rectilignes, (c) œil de déformation autour d'un minéral altéré

Figure 2 : Sigmoide au cœur de laquelle se trouve une biotite

Figure 3 : Abondance relative des microcristaux constituant la matrice (a) rare, (b) peu fréquent, (c) commun, (d) fréquent, (d) très fréquent, pour des échantillons d'obsidienne d'Anatolie orientale

Figure 4 : Ensemble des microlites communs dans les verres volcaniques (d'après Skinner, 1983)

Figure 5 : Schéma du principe de fonctionnement de la microsonde (© Camparis)

Chapitre 6 : Les outils numériques

Figure 1 : Capture d'écran de la base de données illustrant son organisation

Chapitre 8 - Le complexe volcanique du Meydan, focus sur le dôme du Gürgürbaba

Figure 1 : Carte de localisation du Meydan, dans le contexte géodynamique de la région du lac de Van

Figure 2 : Relation stratigraphique entre le volcan Meydan et le Gürgürbaba dont le flanc ouest s'épanche dans la caldera du Meydan (fond google earth)

Figure 3 : Carte géologique du complexe volcanique Meydan (d'après Arslan, 1994)

Figure 4 : Carte de localisation des échantillons in situ et remaniés, dans leur contexte géologique (modifié d'après Arslan, 1994)

Figure 5 : Affleurement en banc et blocs du secteur A (flanc ouest du Gürgürbaba)

Figure 6 : Affleurement 3 du secteur B (flanc sud du Gürgürbaba)

Figure 7 : (a) affleurement n°4 et (b) affleurement n°4 bis le long de la route de Duvenci à l'entrée sud de la caldera

Figure 8 : Affleurement n°5 (a) et n°6 (b) du secteur C, Toklu

Figure 9 : Affleurement n°7 (carrière d'Ulupamir) du secteur D, Ulupamir

Figure 10 : Affleurement n°8 en banc du secteur D, Ulupamir

Figure 11 : Faciès (aspect, teinte et éclat) des obsidiennes du Gürgürbaba

Figure 12 : Structures (a) bulle sphérique, (b) bulle déformée, (c) bulle avec rubanement, (d) rubanement seul, (e) rubanement et œil de déformation, (f) fluides, (g) marbré, (h) à forte densité de microlites

Figure 13 : Type de microlites constituant les matrices d'obsidienne du Gürgürbaba (G × 630)

Figure 14 : Zonage (a) progressif et (b) sans transition des microlites dans des obsidiennes (G × 630)

Figure 15 : Alternance couche d'obsidienne et pyroclastites rhyolitique soudées

Figure 16 : Glass shards et fiammes dans des lames minces d'obsidienne (grossissement × 4 ; G × 40)

Figure 17 : Diagramme Zr/TiO₂ vs SiO₂ d'après Winchester & Floyd (1977) présentant la répartition des obsidiennes dans le domaine rhyolitique

Figure 18 : Spidergramme des teneurs moyennes en éléments des affleurements d'obsidiennes du Gürgürbaba d'après Masuda-Coryell-Winchester (1962-1963)

Figure 19 : Spidergramme des minimums et des maximums des obsidiennes du Gürgürbaba d'après Wedepohl (1995)

Figure 20 : Age plateau et isochrone inverse pour les échantillons (a) Mey 15-34 et (b) Mey 15-56

Chapitre 9 - Le complexe volcanique du Nemrut

Figure 1 : Carte de localisation du Nemrut dans le contexte géodynamique de la région du lac de Van

Figure 2 : Vue depuis le flanc sud de la caldera du Nemrut, vers le nord

Figure 3 : Coulée de basalte, datée de la période historique, le long d'une fissure orientée NNW-SSE, sur le flanc nord du Nemrut

Figure 4 : Carte géologique du Nemrut (d'après Çubukçu et al, 2012) et localisation des affleurements d'obsidienne identifiés par Ercan et Rapp et publié par Frahm (2012) et lors des travaux de terrain du programme GeObs (Robin, 2015)

Figure 5 : affleurement d'obsidienne n°1 localisé sur le flanc sud. 1= comendite, 2= obsidienne, 3= sens de l'écoulement, 4= direction d'étirement

Figure 6 : Affleurement d'obsidienne n°2, localisé sur le flanc est du Nemrut

Figure 7 : Affleurement d'obsidienne n°3 localisé sur le flanc nord-est

Figure 8 : les sections F1 et F2 de l'affleurement n°4 (Kayacik) reporté sur le fond google earth

Figure 9 : affleurement n°4 (Kayacik), section basale F1 (a) unité U₀ = brèche, (b) unité U₁= comendite à lits fins d'obsidienne, (c) unité U₂= comendite à lits d'obsidienne plissés, et unité U₃ = comendite à blocs d'obsidienne (d) unité U₄= comendite sans obsidienne

Figure 10 : Affleurement n°4 (Kayacik) section F2

Figure 11 : affleurement n°5 (Sıcaksu) en blocs en patch (a et b), encadré par des bancs de rhyolites (c)

Figure 12 : Affleurement n°6, dépôt gravitaire en bas de versant (intra caldera)

Figure 13 : affleurement n°7 (a) dôme intra caldera, (b) *obsidian-like*

Figure 14 : faciès macroscopique des obsidiennes du Nemrut (a) à phénocristaux, (b) craquelé, (c) uni
 Figure 15 : Diversité des faciès microscopiques des obsidiennes donnés pour les 14 obsidiennes montées en lame mince
 Figure 16 : diagramme ternaire (a) feldspaths, (b) pyroxènes, (c) amphiboles
 Figure 17 : Les microlites prismatiques et aciculaires (G × 630)
 Figure 18 : microlites prismatiques et globulites dans les obsidiennes de l'affleurement de Sicaksu (G × 630)
 Figure 19 : microlites prismatiques (G × 630)
 Figure 20 : globulites et margarites (G × 630)
 Figure 21 : œil de déformation autour d'un minéral lors de contraintes cisailante, en aplatissement, compressive dans un contexte ante-cinématique, syn-cinématique et post-cinématique (modifié d'après Bjornerud, 1989)
 Figure 22 : yeux de déformation pour les lames (a) Nem 13-16B, (b) Nem 13-18A, (c) Nem 13-19 et (d) Nem 13-20
 Figure 23 : (a) âge plateau et (b) isochrone inverse obtenu pour l'échantillon d'obsidienne Nem 13-24 (affleurement de Sicaksu)
 Figure 24 : spidergramme normalisé aux chondrites (Anders and Grevesse, 1989), valeur moyenne pour les sept affleurements d'obsidienne/ trachyte dévitrifié
 Figure 25 : spidergramme normalisé à la croute continentale (Wedepohl, 1995), valeur min et max pour les affleurements d'obsidienne (affleurement n°1, 4, 5, 6)
 Figure 26 : diagramme binaire Ti vs Mn des obsidiennes des affleurements n°1, 2, 4, 5 et 6

Chapitre 10 - Les montagnes de Solhan dans la province volcanique de Bingöl

Figure 1 : Carte de localisation et contexte tectonique des montagnes de Solhan- Zone d'étude dans l'encart violet
 Figure 2 : Carte des contextes d'affleurement des obsidiennes de la région volcanique de Solhan
 Figure 3 : (a) affleurement d'obsidienne faillé du Kuzey tepe; (b) obsidienne en blocs dans une formation grossière rougeâtre; (c) vue générale vers SE sur les montagnes de Solhan depuis Halka tepe (secteur de Cemalan)
 Figure 4 : Affleurements associés aux dômes de Cemalan (a) alternance rhyolite/obsidienne, (b) en patch sur le versant
 Figure 5 : Détail de la surface d'une obsidienne du secteur de Cemalan avec patine rougeâtre et cannelures
 Figure 6 : Banc d'obsidienne démantelé associé à la formation brun-rouge sur un versant de Kozan tepe
 Figure 7 : Dépôts pyroclastique de l'affleurement de Şeyhalan tepe
 Figure 8 : Dépôt pyroclastique faillé de l'affleurement de Kuzey tepe. En encart, le niveau à obsidienne
 Figure 9 : Formation à grains grossiers, rougeâtre nappant une grande partie de la région de Solhan
 Figure 10 : Faciès macroscopique des obsidiennes de Solhan
 Figure 11 : Structures présentes dans les lames d'obsidienne
 Figure 12 : Association microlitiques dans les obsidiennes des affleurements primaires et secondaires de la région de Solhan ; (a) les microlites prismatiques et trichites aciculaires, (b) microlites prismatiques, (c) microlites prismatiques et globulites, (d) microlites prismatiques, trichites aciculaires et globulites, (e) trichites aciculaires
 Figure 13 : Diagramme de phase ternaire de gauche à droite : (a) famille des feldspaths, (b) famille des pyroxènes, (c) famille des amphiboles
 Figure 14 : Diagramme binaire SiO₂ vs Zr/TiO₂ d'après Winchester et Floyd (1977) sur la nature des 110 obsidiennes de Solhan échantillonnées. Analyses au laboratoire IRAMAT (Orléans)
 Figure 15 : Spidergramme de la moyenne des compositions chimiques des obsidiennes par affleurements (d'après Wedepohl, 1995). Cf carte localisation des échantillons (fig.2)
 Figure 16: Représentation graphique des axes F1, F2 et F3 de l'AFD fondée sur la composition chimique des obsidiennes de Solhan
 Figure 17 : Carte des attributions des obsidiennes des affleurements secondaires aux affleurements d'obsidienne primaires. Fond de carte géologique MTA, 1= basalte Miocène, 2= roches intermédiaires à acide (Miocène supérieur), 3= alluvion Quaternaire. - Carrés = obsidiennes autochtones et sub-autochtones, cercles = obsidiennes allochtones. Les couleurs représentent une même affinité chimique

Chapitre 11 – Les montagnes d'Alatepe et d'Uzengi dans la région volcanique de Bingöl

Figure 1 : Carte tectonique du tronçon Karliova-Bingöl (d'après Duman et Emre, 2013). 1- faille décrochant dextre, 2-faille normale, 3-faille principale, 4-faille secondaire, 5- synclinal, 6-anticlinal, 7-dépôts Holocène non différenciés, 8- dépôts Quaternaire non différenciés
 Figure 2 : Vue vers le sud, sur les montagnes d'Alatepe depuis Kurutarla tepe
 Figure 3 : (a) volcano-stratigraphie du dôme du Kurutarla tepe (b) formation d'altérites brun-rouge sur le versant est de Kurutarla tepe
 Figure 4 : Carte de localisation des différents dômes et types d'affleurement d'obsidienne a) Montagnes d'Alatepe et sud des montagnes d'Uzengi, b) nord des montagnes d'Uzengi
 Figure 5 : (a) morphologie de Çilek tepe, (b) vu sur le cratère égueulé, (c) patch d'obsidienne
 Figure 6 : (a) affleurements d'obsidienne en "patch" dans le cratère de Çilek tepe, (b) obsidiennes affleurant en dépôt de versant (mur ouest du cratère, Çilek tepe)
 Figure 7 : Obsidienne en bloc et en fragments dans un dépôt pyroclastique altéré
 Figure 8 : Versant sud de Kurutarla tepe

Figure 9 : Obsidienne en surface (sub-autochtone) associées à des altérites brun-rouge (Kurutarla tepe)
 Figure 10 : Profil topographique de Seçik tepe - Taşkara tepe. Géologie modifié d'après la carte au 125000 MTA
 Figure 11 : (a) langue d'obsidienne sur le versant sud-est de Taşkara tepe, (b) largeur de la langue d'obsidienne, (c) bloc d'obsidienne anguleux et fracturé
 Figure 12 : Profil topographique de Kurutarla tepe à Zel tepe, géologie d'après carte 1 :125000 MTA
 Figure 13 : Banc d'obsidienne en bas de versant de Zel tepe
 Figure 14 : (a) obsidienne en bloc sur versant (Zel tepe), (b) obsidienne en galet dans des alluvions (Zel tepe)
 Figure 15 : Les différents faciès d'obsidienne présent dans la région d'Alatepe
 Figure 16 : Structures en lame minces présentes dans les obsidiennes d'Alatepe
 Figure 17 : La structure bréchique, teinte et taille des éléments
 Figure 18 : Les assemblages microlithiques des obsidiennes de la région d'Alatepe
 Figure 19 : Diagramme binaire SiO₂ vs Zr/TiO₂ d'après Winchester et Floyd (1977) pour les 109 échantillons d'obsidienne de la région d'Alatepe (analyse par LA-ICP-MS, laboratoire IRAMAT, Orléans)
 Figure 20 : Spidergramme normalisé à la croute (Wedepohl, 1995) des moyennes, par dôme, des concentrations des terres rares contenues dans les obsidiennes
 Figure 21 : Représentation graphique des axes F1 et F2 de l'analyse factorielle discriminante des 109 obsidiennes
 Figure 22 : Diagramme binaire Y vs Nb (en ppm) des 109 obsidiennes en fonction de leur affleurement

Chapitre 12 – Attribution d'un set d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques étudiés

Figure 1 : Carte de localisation des affleurements d'obsidienne (étoile) du Gürgürbaba identifiés par leur numéro (fond ASTER)
 Figure 2 : localisation des affleurements 1 et 2 du Gürgürbaba, vue sur le flanc ouest du Gürgürbaba s'épanchant dans la caldera du Meydan
 Figure 3: Localisation des affleurements 7 du Gürgürbaba correspondant au front de carrière (7a) et à son prolongement (7b) (Ulupamir)
 Figure 4 : Carte de localisation des affleurements d'obsidienne sur le complexe volcanique du Nemrut (modifié d'après Çubukçu *et al.*, 2012)
 Figure 5 : Les quatre types d'affleurements d'obsidienne sur le Nemrut (a) en couche fine alternant avec de la rhyolite, (b) en couche épaisse, (c) en dôme et (d) en patch
 Figure 6 : Meilleurs candidats au titre de gisements au regard de l'accessibilité
 Figure 7 : Les trois faciès caractéristiques des obsidiennes du Nemrut
 Figure 8 : Carte de localisation des affleurements primaires et secondaires des montagnes de Solhan (fond de carte ASTER)
 Figure 9 : Carte de localisation des affleurements d'obsidienne (étoile rouge) de la région d'Alatepe (fond de carte ASTER)
 Figure 10 : Carte de localisation des sites archéologiques retenus et des 4 régions volcaniques étudiées (triangles = complexes volcaniques, carrés= sites archéologiques)
 Figure 11 : Diagramme binaire Ti vs Mn, pour toutes les obsidiennes échantillonnées sur le Nemrut en comparaison avec 91 artefacts archéologiques provenant de différents sites au Proche-Orient; figure de droite zoom (d'après Robin *et al.*, 2016)
 Figure 12 : Représentation 3D des axes F1, F2, F3 de l'analyse multivariée (AFD) définissant des groupes géochimiques pour les obsidiennes du Gürgürbaba (carré évidé du rouge au bleu) et du jeu d'artefacts (diamant du bleu foncé au gris)
 Figure 13 : Représentation graphique des axes F1 et F2 de l'analyse factorielle discriminante des artefacts archéologiques et des échantillons géologiques du Nemrut. Les numéros correspondent aux numéros d'affleurement (fig. 2)
 Figure 14 : Représentation graphique des résultats de l'AFD sur les axes F1, F2 et F3 pour les compositions chimiques des affleurements de Solhan et des artefacts archéologiques des sites de Tell Labwe, Tell Zeidan, Ras Ushayriq, Sang e Caxmaq, Um Dabagyah, Rahmat et Khazna
 Figure 15: Représentation des axes F1, F2 et F3 de l'AFD des affleurements d'obsidienne et des données du jeu d'artefact (diamants) de Tell Labwe (Liban)
 Figure 16 : Carte de la répartition d'un set d'artefacts en obsidienne (en % par rapport au total des objets en obsidienne) selon leur origine volcanique (pour les 4 régions d'Anatolie orientale étudiées) dans chaque site archéologique
 Figure 17 : Pourcentage d'artefacts en provenance des affleurements de Zel tepe (vert clair) et de Çilek tepe (vert foncé) dans le total des artefacts attribués à Alatepe pour les périodes Halaf/Obeïd et Obeïd
 Figure 18 : Arbre d'attribution des artefacts à un gisement probable fondé sur les connaissances expertes et sur la composition chimique des artefacts archéologiques et des échantillons géologiques (d'après D. Grancher, com. perso). X : artefact à attribuer, A : région volcanique, A1 : complexe volcanique, A1-événement1 : événement. L'arbre d'attribution descend à l'échelle la plus fine soit celle de l'affleurement

Chapitre 13 – Discussion sur les affleurements et les gisements d'obsidienne

Figure 1 : Diagrammes des compositions chimiques des obsidiennes d'Anatolie orientale (a) dans le diagramme TAS d'après (I), (b) dans le diagramme SiO₂ vs Zr/TiO₂ (d'après Winchester et Floyd, 1977) et (c) dans le diagramme Al₂O₃ vs FeO total (d'après MacDonald, 1973)

Figure 2 : (a) Glass shards (G × 100) et (b) fiamme dans les lames minces d'obsidienne (grossissement × 4 ; G × 40)
Figure 3 : (a) Structure fluide (grossissement × 10) et en brèche (grossissement × 4 ; G × 40)

Liste des tableaux

Chapitre 1 – Contexte des études de provenance de l'obsidienne au Proche-Orient

Tableau 1: Correspondance spatiale et typologique d'une source. Le « patch » fait ici référence à une formation d'obsidienne se présentant en blocs distincts en un point précis, sur un versant. Leur mode d'affleurement est considéré comme primaire sub-autochtone

Chapitre 3 : Analyses à partir du terrain : typologie des affleurements d'obsidienne

Tableau 1 : Structures des affleurements en Anatolie orientale

Tableau 2 : Liste des critères de caractérisation d'un faciès d'obsidienne

Chapitre 4 : Analyse élémentaire des obsidiennes par LA-ICP-MS

Tableau 1 : Nombre d'échantillon total analysé par région et par méthode, les régions de la thèse sont dans l'encart bleu

Chapitre 5 : Analyses pétrologiques et minéralogiques

Tableau 1 : Correspondance des grossissement totaux et nom usuel pour un microscope optique

Chapitre 7 – Datation des obsidiennes

Tableau 1 : Liste des échantillons datés par la méthode Ar-Ar pour les quatre régions volcaniques étudiées

Tableau 2: Age des principaux minéraux standards de calibration utilisés pour les méthodes K/Ar et Ar/Ar (d'après Guillou et al., 2012)

Chapitre 8 - Le complexe volcanique du Meydan, focus sur le dôme du Gürgürbaba

Tableau 1 : Synthèse des faciès macro et microscopique des obsidiennes du Gürgürbaba pour les 44 lames représentatives des obsidiennes du Gürgürbaba (mgr= margarite, tr astero= trichite astéroïdale, prism= prismatique, aciculaire tr= aciculaire trichite, gl= globulite)

Tableau 2 : Nombre d'échantillons par affleurements

Tableau 3 : Minimum; maximum, moyenne et écart-type standard pour les éléments montrant la plus grande variation

Chapitre 9 - Le complexe volcanique du Nemrut

Tableau 1 : Ignimbrites émises par le Nemrut selon plusieurs auteurs (Mouralis et al, 2010; Çubukçu et al, 2012; Sumita et Schmincke, 2013)

Tableau 2 : Faciès microscopique des obsidiennes du Nemrut donné pour un échantillonnage de 14 lames minces (obs= obsidienne, dt = trachyte dévitrifié). Sn= sanidine, ag= augite, hb= hornblende, cpx= clinopyroxène, an= anorthite, pl = plagioclase.

Tableau 3 : Tableau de synthèse des résultats

Chapitre 10 - Les montagnes de Solhan dans la province volcanique de Bingöl

Tableau 1 : Age plateau pour 5 échantillons d'obsidienne prélevés dans des affleurements primaires

Chapitre 11 – Les montagnes d'Alatepe et d'Uzengi dans la région volcanique de Bingöl

Tableau 1 : Récapitulatif des assemblages microlitiques par lame pour chaque dôme (prism: prismatique, ac tr: trichite aciculaire, gl: globulite, mgr: margarite, tr ast: trichite astéroïdale)

Tableau 2 : Age (méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) et localisation de quatre obsidiennes de la région d'Alatepe

Chapitre 12 – Attribution d'un set d'artefacts aux gisements des quatre complexes volcaniques étudiés

Tableau 1: Echelle qualitative du critère « qualité » des obsidiennes selon le projet technologique, ici la confection d'outils et d'objets d'ornement, fondée sur les caractéristiques en macro et lame mince des échantillons géologiques

Tableau 2: Disponibilité de l'affleurement d'obsidienne en fonction de son âge de formation et de mise en place en regard de l'âge des sites archéologiques

Tableau 3 : Récapitulatif des différents critères d'exploitabilité. (Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon ; échelle qualité de 0 à 4). L'exploitabilité est nuancée par un code correspondant à la somme des codes des quatre critères (localisation fig. 1)

Tableau 4 : Récapitulatif des différents critères pouvant amener un gisement à être exploité sur le complexe volcanique du Nemrut. Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon. Localisation des affleurements fig.4

Tableau 5 : Récapitulatif des différents critères pouvant amener un gisement à être exploité sur le complexe volcanique de Solhan. Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon, et de 0 à 4 pour le code qualité

Tableau 6 : Récapitulatif des différents critères pouvant amener un gisement à être exploité sur le complexe volcanique de Solhan. Code: 0=mauvais, 1= moyen, 2= bon. Carte de localisation fig.10

Tableau 7 : Localisation des sites archéologiques à obsidienne, au Proche-Orient, retenus et période d'utilisation de l'obsidienne pour chaque site archéologique

Tableau 8 : Distance de Mahalanobis entre les affleurements du Gürgürbaba et des artefacts archéologiques attribués à priori du Gürgürbaba

Tableau 9 : Distance de Mahalanobis des affleurements d'obsidienne de la région de Solhan et du jeu d'artefacts des sites de Tell Labwe (Liban), Um Dabaragyah, Tell Zeidan, Khazna (Syria), Sang e Caxmaq, Rhamat (Iran), Ras Ushayriq et Um Darabagyah (Iraq)

Tableau 10 : Distance de Mahalanobis pour les affleurements de la région d'Alatepe et les artefacts de Tell Labwe (Liban)

Chapitre 13 – Discussion sur les affleurements et les gisements d'obsidienne

Tableau 1 : Nombre de lames minces par région volcanique et pour chaque trait physique en % arrondis à l'entier le plus proche (certaines obsidiennes possèdent plusieurs traits caractéristiques). Les caractéristiques par nombre de lame sont exprimées en pourcentage par rapport au nombre total de lame du gisement considéré.

Tableau 2 : Caractéristiques en lames minces des obsidiennes provenant des gisements exploitables sur les quatre complexes volcanique étudiés. Les caractéristiques par nombre de lame sont exprimées en pourcentage par rapport au nombre total de lame du gisement considéré.

Tableau 3 : Données expérimentales sur des températures de formation d'obsidienne à partir de ponces rhyolitiques

Tableau 4 : Nombre de lame mince par affleurement et région volcanique présentant un faciès marbré avec structure fluide ou en brèche

Liste des annexes

Annexe 1 : analyse géochimique par LA-ICP-MS pour les affleurements primaires d'obsidiennes des quatre régions volcaniques étudiées, oxyde en % et éléments traces en ppm

Annexe 2 : faciès des obsidiennes des quatre régions volcaniques étudiées

Annexe 3 : planche des lames minces d'obsidienne du complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba

Annexe 4 : planche des lames minces d'obsidienne de la région volcanique de Solhan

Annexe 5 : planche des lames minces d'obsidienne de la région volcanique d'Alatepe

Annexe 6 : résultats des analyses géochimiques par microsonde sur les minéraux contenus dans les obsidiennes des régions volcaniques étudiée

Annexe 7 : courbe granulométrique donnée pour la formation rouge dans la région volcanique de Solhan

région volcanique	affleurement	nb ech.	SiO2	Al2O3	Na2O	K2O	MgO	MnO	TiO2	Fe2O3
Meydan-Gürgürbaba	Gürgürbaba	Av 119	75,99%	13,12%	4,30%	4,27%	0,06%	0,07%	0,08%	1,51%
		std	0,0063	0,0049	0,0025	0,0026	0,0002	0,0001	0,0001	0,0027
Nemrut	Nemrut 1a	Av 9	72,90%	12,20%	5,20%	4,18%	0,00%	0,10%	0,24%	4,60%
		std	1	1,2	0,16	0,35	0,0008	0,004	0,01	0,18
	Nemrut 1b	Av 2	70,70%	14,70%	5,20%	5,11%	0,02%	0,07%	0,20%	3,07%
		std	0,6	0,1	0,06	0,27	0,0121	0,002	0,01	0,14
	Nemrut 2	Av 1	76,10%	12,30%	4,53%	4,21%	0,00%	0,04%	0,11%	2,21%
	Nemrut 4	Av 11	74,90%	11,70%	4,87%	4,46%	0,01%	0,07%	0,18%	3,27%
		std	0,5	0,7	0,23	0,29	0,005	0,002	0	0,11
	Nemrut 5	Av 10	75,90%	11%	4,94%	4,39%	0,00%	0,06%	0,16%	3,11%
		std	0,3	0,3	0,13	0,14	0,0001	0,002	0,01	0,11
	Nemrut 6	Av 3	71,30%	10%	5,78%	4,56%	0,01%	0,17%	0,40%	7,02%
std		0,5	0,1	0,22	0,13	0,0005	0,01	0	0,41	
Solahn	Çavuşlar	Av 5	73,94%	11,06%	5,36%	4,28%	0,00%	0,08%	0,21%	4,45%
		std	0,0092	0,0010	0,0002	0,0000	0,0002	0,0000	0,0015	0,0000
	Cemalan	Av 45	74,43%	10,27%	5,47%	4,46%	0,00%	0,08%	0,23%	4,48%
		std	0,0154	0,0026	0,0006	0,0000	0,0006	0,0003	0,0123	0,0000
	Şeyhalan T.	Av 7	71,92%	12,13%	5,41%	4,46%	0,01%	0,09%	0,27%	5,03%
		std	0,0306	0,0043	0,0011	0,0000	0,0013	0,0006	0,0263	0,0000
	Zümrüt T.	Av 17	74,10%	11,09%	5,23%	4,18%	0,01%	0,08%	0,21%	4,51%
		std	0,0048	0,0022	0,0001	0,0000	0,0001	0,0000	0,0020	0,0000
Kuzey T.	Av 3	74,75%	10,54%	5,04%	4,09%	0,00%	0,08%	0,20%	4,68%	
	std	0,0032	0,0016	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0021	0,0000	
Alatepe	Çilek tepe	Av 23	73,18%	13,75%	4,70%	5,20%	0,15%	0,04%	0,20%	1,93%
		std	0,0077	0,0042	0,0006	0,0000	0,0001	0,0000	0,0014	0,0000
	Kurutarla tepe	Av 31	71,81%	15,34%	0,16%	5,02%	0,17%	0,04%	0,19%	1,98%
		std	0,0030	0,0012	0,0003	0,0000	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000
	Uzun tepe	Av 2	71,46%	15,67%	0,01%	5,01%	0,17%	0,04%	0,19%	1,91%
		std	0,0030	0,0006	0,0004	0,0000	0,0000	0,0000	0,0008	0,0000
	Zel tepe	Av 24	72,36%	15,09%	0,00%	4,93%	0,16%	0,04%	0,20%	1,96%
		std	0,0036	0,0018	0,0003	0,0000	0,0001	0,0000	0,0013	0,0000
Taşkara tepe	Av 7	73,09%	7,64%	0,74%	0,00%	0,19%	0,04%	2,18%	0,01%	
	std	0,0017	0,0011	0,0003	0,0000	0,0000	0,0000	0,0020	0,0000	

région volcanique	affleurement	nb ech.	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Yb	Hf	Ta	Th	U
Meydan-Gürgürbaba	Gürgürbaba	Av 119	197,45	17,81	42,90	245,86	29,20	8,45	64,51	30,03	67,10	28,19	6,45	0,37	4,92	7,08	1,85	22,08	8,10
		std	10,89	5,92	2,55	12,83	1,04	0,32	23,10	1,83	2,85	1,32	0,40	0,08	0,35	0,48	0,11	1,23	0,24
Nemrut	Nemrut 1a	Av 9	223	0,18	116	1235	77,5	8,85	1,35	101	207	83,7	18	0,67	12,9	26,3	4,27	31,8	10,8
		std	18	0,07	7	87	5,5	0,48	0,8	9	16	3,9	1	0,03	0,6	1,6	0,23	2,7	0,8
	Nemrut 1b	Av 2	181	3,23	70,9	626	47,5	6,36	69,9	71,9	152	57,6	11,9	0,67	7,84	14,5	2,5	21,3	7,37
		std	7	1,18	0,8	39	0,6	0,04	4,1	2,4	9	4,1	0,9	0,09	0,17	1,1	0,1	1,9	0,08
	Nemrut 2	Av 1	209	0,21	97,7	613	65,8	9,12	2,48	48,7	105	44,5	11,3	0,2	10,8	16,2	4,08	25,4	10
	Nemrut 4	Av 11	195	0,35	89,8	963	57,5	6,83	1,55	77,3	170	71,6	15,2	0,33	10,5	21,1	3,22	21,1	8,01
		std	11	0,28	6,9	75	1,8	0,35	0,31	5,8	7	5,1	1,2	0,03	0,7	1,8	0,2	1,6	0,24
	Nemrut 5	Av 10	197	0,07	88,9	974	57,3	6,81	0,6	73,1	165	67,1	14,6	0,34	10,1	20,5	3,08	21,2	8,31
		std	5	0,04	7,2	83	4	0,21	0,49	5,3	5	3,6	0,9	0,03	0,5	1,3	0,16	1,7	0,21
	Nemrut 6	Av 3	229	0,54	133	1316	79,2	9,77	3,9	106	219	93,7	20,4	1,33	14,1	27,5	4,25	30,7	11
std		4	0,02	1	14	0,9	0,13	0,35	5	7	1,6	0,5	0,07	0,2	0,4	0,08	1,2	0,1	
Solahn	Çavuşlar	Av 5	241,12	0,66	113,36	1029,66	50,72	13,66	2,09	83,96	183,31	81,42	18,15	0,60	12,34	23,92	3,17	27,52	11,03
		std	4,65	0,19	5,65	29,97	0,98	1,11	0,38	3,45	8,40	0,36	0,61	0,08	1,34	2,60	0,30	1,21	0,76
	Cemalan	Av 45	202,75	0,47	100,92	1032,28	54,03	11,81	1,55	81,17	176,28	75,33	16,63	0,57	11,60	23,00	3,42	28,49	11,18
		std	13,09	0,43	12,84	150,02	8,02	1,02	0,37	9,63	16,08	7,90	1,82	0,39	1,35	3,12	0,47	3,48	0,80
	Şeyhalan T.	Av 7	216,16	0,56	101,98	1044,66	58,18	12,54	1,54	81,22	174,69	73,13	15,94	0,75	11,11	22,25	3,31	27,85	10,91
		std	23,80	0,33	26,43	287,64	18,14	1,78	0,58	15,25	30,10	15,60	3,53	0,60	2,98	5,91	0,94	5,03	1,48
	Zümrüt T.	Av 17	215,83	0,66	113,82	1142,10	58,05	13,50	1,98	84,84	183,83	75,97	17,02	0,59	12,26	24,83	3,58	30,37	12,04
		std	7,89	0,07	9,24	90,69	3,02	0,52	1,10	7,26	9,71	4,36	0,99	0,04	0,67	1,76	0,19	2,83	0,41
	Kuzey T.	Av 3	238,35	0,64	124,50	1262,46	64,26	15,41	1,84	91,74	199,79	80,32	17,93	0,59	13,13	26,88	3,88	33,35	13,66
		std	5,94	0,02	11,04	106,09	2,92	0,15	0,06	4,56	4,43	5,34	1,67	0,06	0,99	1,82	0,26	1,89	0,19
Alatepe	Çilek tepe	Av 23	195,25	33,60	21,79	266,73	16,40	9,07	290,12	33,36	64,07	20,47	3,79	0,39	2,78	6,59	1,34	25,18	8,80
		std	11,65	3,64	2,77	32,85	1,53	0,44	23,05	4,12	4,58	2,25	0,42	0,05	0,34	0,84	0,16	3,25	0,20
	Kurutarla tepe	Av 31	227,49	36,61	23,73	268,67	15,05	10,12	337,83	34,26	64,26	21,99	4,08	0,44	2,96	6,91	1,24	25,33	8,73
		std	4,98	1,83	0,54	6,90	0,34	0,15	4,94	0,93	1,83	0,36	0,10	0,02	0,08	0,14	0,02	0,48	0,11
	Uzun tepe	Av 2	222,78	36,02	23,11	260,09	14,40	10,11	335,10	32,77	60,93	21,65	4,06	0,42	3,08	6,98	1,24	24,82	8,63
		std	1,03	1,62	0,22	2,11	0,02	0,04	4,52	0,45	0,89	0,14	0,05	0,05	0,06	0,01	0,01	0,17	0,01
	Zel tepe	Av 24	220,48	36,92	24,07	281,96	16,38	9,87	327,71	35,61	66,67	21,49	3,98	0,46	2,85	6,70	1,25	25,93	8,81
		std	12,29	3,27	1,83	17,53	0,73	0,24	21,73	2,67	3,91	1,71	0,33	0,20	0,18	0,46	0,08	1,62	0,36
	Taşkara tepe	Av 7	218,20	35,39	23,57	270,98	15,54	9,65	324,71	36,31	68,43	21,58	3,95	0,40	2,75	6,41	1,15	24,63	8,29
		std	2,47	0,69	0,45	4,48	0,07	0,08	2,94	0,53	0,47	0,39	0,10	0,02	0,06	0,17	0,02	0,37	0,07

Annexe 1 : Moyenne et écart-type standart des analyse géochimique par LA-ICP-MS (IRAMAT, Orléans) pour les affleurements primaires des quatre régions volcaniques d'étude, oxydes en % et éléments traces en ppm



Planche 1: teinte des obsidiennes d'Anatolie orientale (a) noire (b) grise, (c) verte, (d) brun-rouge

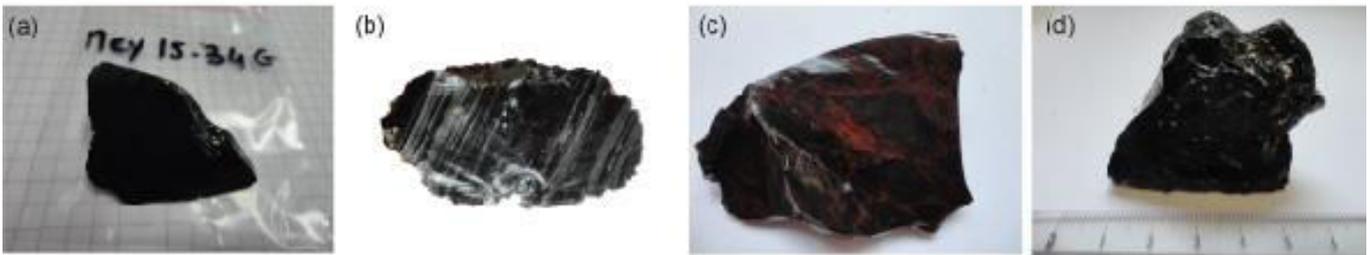


Planche 2: motifs des obsidiennes d'Anatolie orientale (a) uni, (b) rubané, (c) marbré, (d) moucheié



Planche 3: texture des obsidiennes d'Anatolie orientale (a) lisse, (b) striée, (c) granuleuse

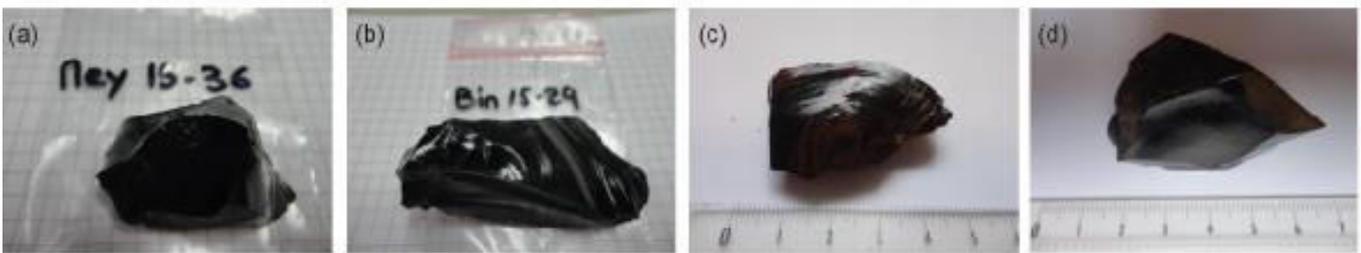


Planche 4: éclat des obsidiennes d'Anatolie orientale (a) vitreux, (b) résineux, (c) gras, (d) mat, (e) irisé

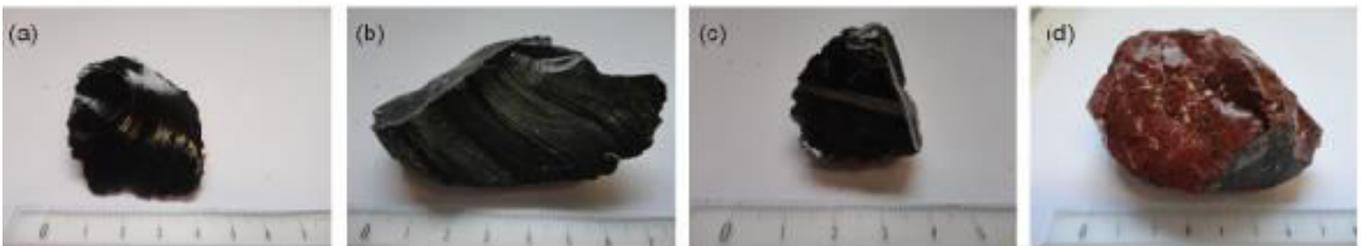
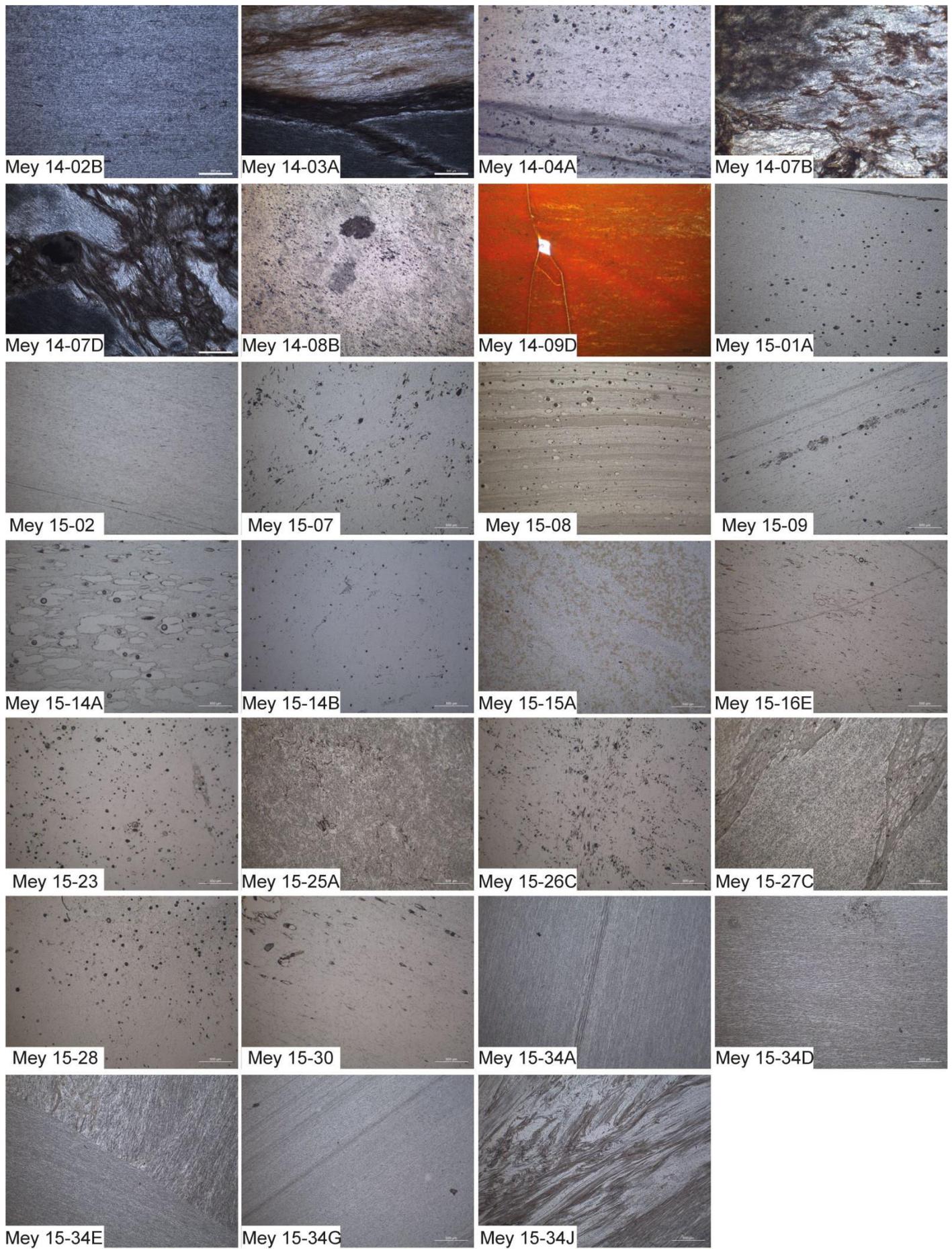
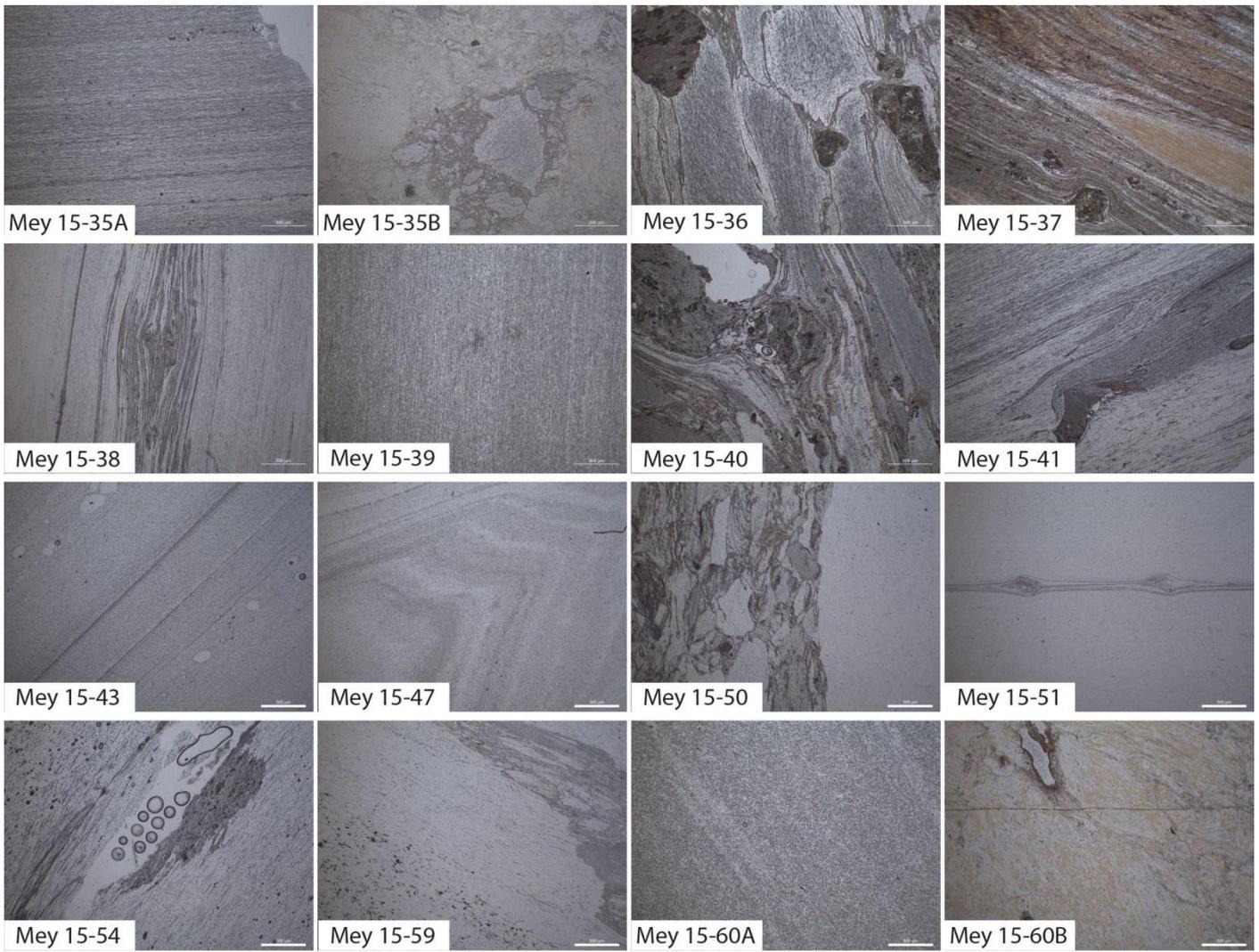


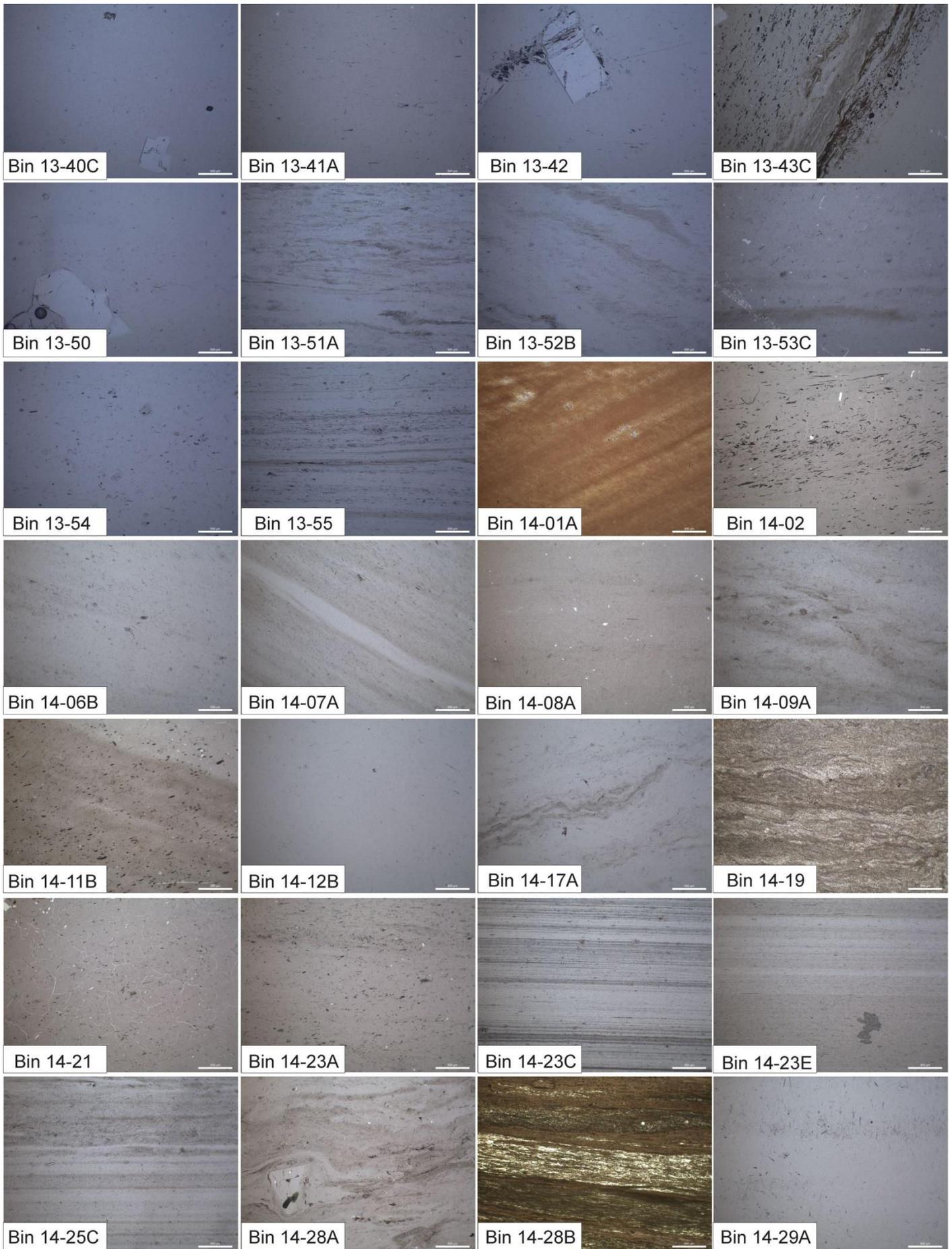
Planche 5: type de cassure des obsidiennes d'Anatolie orientale (a) conchoïdale, (b) sub-conchoïdale, (c) régulière (droite), (d) irrégulière

Annexe 2 : planches des faciès des obsidiennes des quatre régions d'étude d'Anatolie orientale

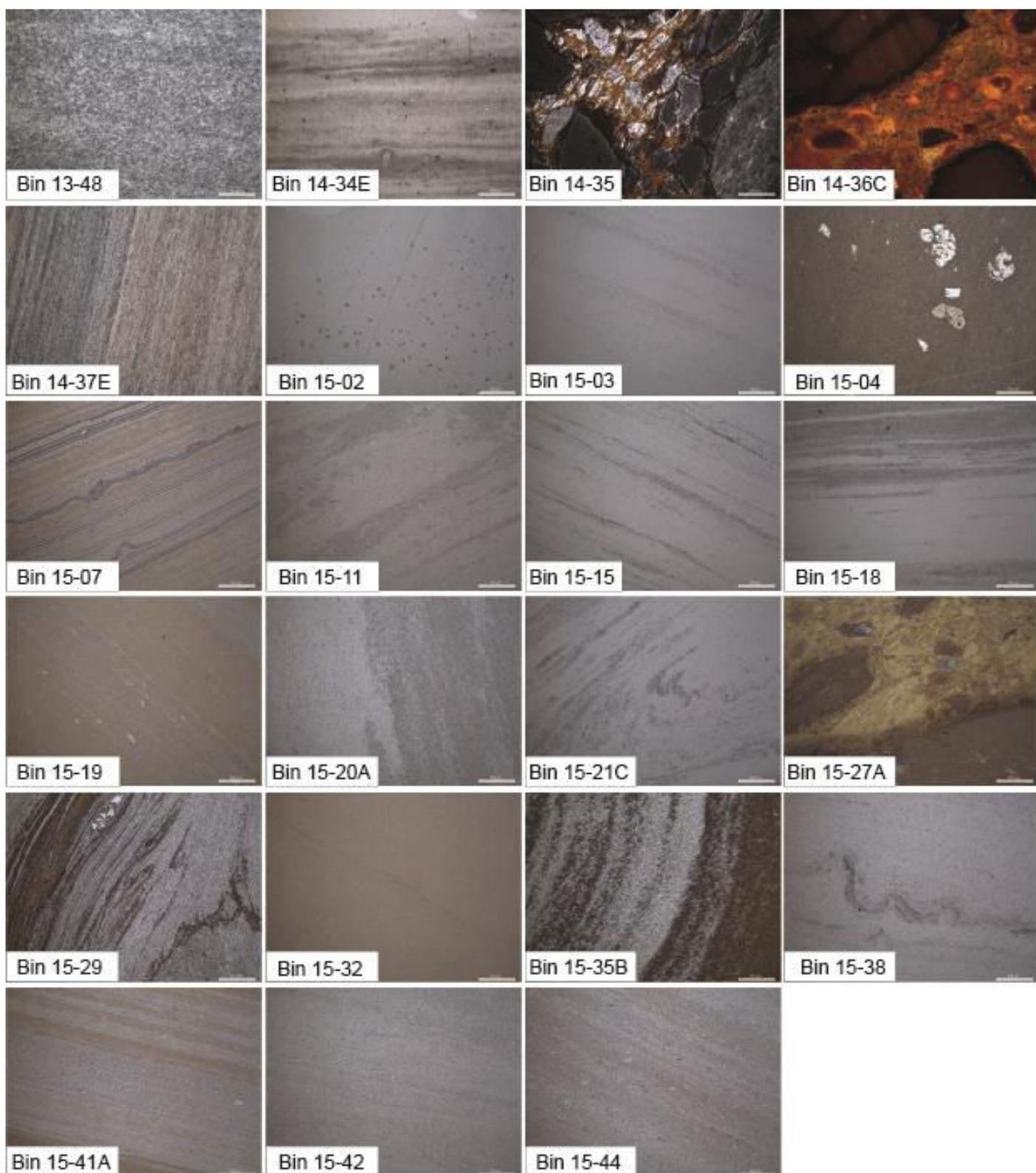




Annexe 3 : planche des lames minces d'obsidiennes du complexe volcanique du Meydan-Gürgürbaba



Annexe 4 : planche des lames mince de la région de Solhan



Annexe 5 : planche des lames minces de la région volcanique d'Alatepe

Annexe 6 : résultats des analyses chimiques en microsonde

échantillon	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	Total
	0.0548	0.2218	29.1760	-0.0192	-0.0366	0.2098	0.0045	66.7375	2.6398	-0.0431	98.9453
	-0.0430	0.2457	28.8241	-0.0434	0.0015	0.2030	-0.0268	66.6261	2.6579	0.0247	98.4697
	4.9198	0.0144	72.5665	10.5011	4.2193	0.1977	0.1006	4.6283	0.0913	0.0000	97.2390
	4.9100	-0.0110	72.8091	10.4639	4.0459	0.2021	0.1996	4.5396	0.0555	-0.0174	97.1974
	4.9613	0.0434	74.0110	10.4911	4.0526	0.1699	0.1424	3.8300	0.0645	-0.0087	97.7574
	4.9131	0.0083	72.8509	10.7717	4.1090	0.1972	0.2166	4.2278	0.0441	-0.0844	97.2543
	7.5806	-0.0033	67.5197	18.9094	5.3271	0.0085	-0.0267	0.5148	0.0208	0.0059	99.8568
	7.6363	0.0005	67.1393	18.5998	5.2951	0.0364	0.0106	0.4656	0.0088	-0.0790	99.1133
	7.5669	-0.0104	67.5964	18.9014	5.4435	-0.0017	0.1275	0.5178	0.0472	0.0647	100.2534
	7.6767	0.0098	67.5635	18.9520	5.3675	0.0161	-0.0530	0.6153	-0.0059	-0.0147	100.1273
	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
	7.4217	-0.0142	66.8489	18.8236	5.4554	0.0111	-0.0319	0.4904	-0.0354	0.0412	99.0108
	7.5527	-0.0011	67.6602	18.8508	5.7429	0.0350	-0.0640	0.4423	-0.0267	0.0502	100.2424
	4.8491	0.0204	74.3247	10.6044	4.1275	0.1775	0.1590	3.6886	0.0884	-0.0380	98.0016
	5.0906	-0.0132	73.8498	10.4493	3.9796	0.1364	0.3102	4.0101	0.0848	0.0319	97.9295
Bin 14-28A	2.0879	0.0397	15.5893	2.1832	0.6459	0.0551	32.9844	30.1536	0.7867	0.0994	84.6251
	5.5841	0.0121	73.8856	11.2976	3.7340	0.1702	0.2433	3.6257	0.0765	0.0146	98.6437
	4.5160	0.0077	74.2675	10.5418	4.0928	0.1482	0.4758	4.2697	0.0941	0.0117	98.4252
	7.7351	-0.0022	67.0664	18.7362	5.3156	0.0152	0.0211	0.4438	0.0528	-0.0849	99.2991
	5.1414	0.0017	73.5447	10.6458	4.0789	0.1691	0.1794	3.9205	0.0910	0.0669	97.8394
	7.0115	-0.0159	64.0149	17.8211	5.3763	0.0128	0.0747	0.6027	0.0178	0.0207	94.9365
	7.7204	-0.0038	66.6527	19.0002	5.2579	0.0341	0.0319	0.4908	0.0236	-0.0295	99.1784
	7.5116	0.0163	66.5222	18.8951	5.2984	0.0000	0.0106	0.4846	0.0118	0.0118	98.7624
	7.5511	0.0000	66.9958	18.9526	5.4379	0.0290	-0.1704	0.6459	0.0177	0.0177	99.4773
	1.4456	0.3116	47.8735	0.1776	0.0360	17.2541	0.1906	29.0244	0.8020	0.0642	97.1797
	1.5573	0.3087	48.4270	0.1249	0.0420	17.3615	0.3105	30.0313	0.9157	0.0321	99.1108
	5.0469	-0.0050	73.4578	10.6403	4.0284	0.1462	0.2016	3.8415	0.0826	0.0702	97.5105
	7.5451	-0.0027	66.6386	18.7870	5.5830	0.0000	-0.0316	0.4471	0.0058	-0.0204	98.9520
	7.5972	-0.0033	66.8928	18.8646	5.6025	0.0153	0.0850	0.5233	0.0207	-0.0353	99.5629
	1.6297	0.3229	47.0029	0.1151	-0.0226	17.7382	0.2171	29.7734	0.9060	0.0700	97.7527
	1.6691	0.3671	45.8362	0.1373	0.0587	17.7552	0.1613	29.9627	0.8987	0.1182	96.9645
	6.9705	-0.0107	74.1529	10.5761	1.8062	0.1111	0.1166	4.1770	0.0266	-0.0175	97.9088
	7.0924	0.0167	73.7413	10.7589	1.9078	0.4385	0.1898	4.0235	0.0793	0.0494	98.2978
	1.3627	0.3122	47.5846	0.1089	0.0045	17.7423	0.3487	30.2510	1.0162	-0.0558	98.6754
	1.5003	0.3634	47.3978	0.1129	-0.0090	18.2101	0.2620	29.4725	0.8334	0.0887	98.2322
Bin 14-19	5.8881	-0.0017	72.2933	10.3895	3.1872	0.5104	0.1422	4.5221	0.1584	-0.0029	97.0866
	5.3497	-0.0006	73.0236	10.4576	3.7372	0.0568	0.2118	3.9146	0.0855	-0.0818	96.7546
	7.5145	-0.0081	66.9739	18.8369	5.4816	0.0118	-0.0581	0.3940	0.0117	-0.0029	99.1553
	0.0119	0.0033	0.0730	-0.0145	-0.0029	0.0330	-0.0244	-0.0371	-0.0338	-0.0219	-0.0133
	7.5353	0.0043	66.8956	18.7501	5.3706	-0.0025	-0.0580	0.3058	0.0117	0.0088	98.8216
	7.7206	0.0076	66.9896	18.5756	5.3849	0.0295	-0.0632	0.6496	-0.0526	-0.0962	99.1454
	7.7511	0.0000	66.0649	18.5419	5.1577	-0.0009	0.0373	0.6184	-0.0976	-0.0324	98.0404
	4.7595	-0.0077	73.4680	10.0784	3.9296	0.0903	0.1790	4.1421	0.1259	0.0290	96.7940
	7.6112	-0.0005	66.6941	18.4199	5.4198	0.0051	0.0053	0.4954	-0.0177	0.0441	98.6767
	7.5934	-0.0049	66.5450	18.4424	5.4641	0.0102	-0.0212	0.5277	-0.0088	0.0117	98.5596
	7.5336	0.0054	66.7672	18.7064	5.5305	0.0127	-0.0370	0.5581	-0.0440	-0.0263	99.0067
	7.6177	-0.0088	67.0522	18.5309	5.1408	-0.0017	0.0639	0.5856	-0.0237	0.0974	99.0544
	7.6140	0.0077	66.0521	18.1336	5.8165	-0.0009	0.0373	0.5027	-0.0237	-0.0059	98.1334
	7.7344	-0.0016	65.8356	18.2635	5.6093	0.0068	0.0530	0.5222	-0.0118	-0.0411	97.9702
	7.3685	-0.0092	66.1016	18.6137	5.4801	0.0127	0.0316	0.4916	0.0088	0.0117	98.1110
Bin 14-08	4.7183	-0.0017	73.4582	9.9158	3.9455	0.1102	0.1322	3.9691	0.0912	-0.0175	96.3213
	7.6199	0.0005	66.2398	18.5704	5.5007	0.0170	0.0106	0.5288	0.0295	-0.0530	98.4643
	4.6801	-0.0077	74.6527	10.2868	3.9185	0.1297	0.2169	3.7866	0.1030	0.0467	97.8131
	7.4182	0.0081	66.9810	18.5506	5.3975	-0.0110	0.0264	0.5755	-0.0264	0.0322	98.9521
	7.6464	-0.0049	66.2263	18.2735	5.3112	-0.0102	0.0371	0.5442	0.0501	-0.0059	98.0677
	7.8709	0.0049	66.1723	18.5201	4.8945	0.0338	0.0106	0.8046	-0.0703	-0.0234	98.2178
	7.4526	0.0065	66.8248	18.6759	5.3537	0.0307	0.0692	0.5185	0.0000	-0.0265	98.9054
	7.6022	0.0103	66.8967	18.6191	5.4700	0.0034	-0.0105	0.5942	0.0292	0.1048	99.3193
	7.6503	0.0164	65.1743	18.3430	5.6320	-0.0009	0.0053	0.5246	0.0177	0.0089	97.3717
	7.6353	-0.0152	66.3721	18.4575	5.3216	0.0093	-0.0211	0.5796	-0.0322	-0.0409	98.2660
	4.8721	0.0127	72.9988	9.9127	3.8716	0.1623	0.2440	3.6979	0.0767	0.0146	95.8634

Analyses chimiques des compositions minéralogiques par microsonde (Camparis) des éléments majeurs en poids d'oxydes (%), datées du 17/12/2014

échantillon	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	Total
	7,1462	0	67,6909	18,984	6,3652	0	0	0,7334	0	0	100,9198
	7,6132	0,0101	68,6313	18,4603	5,7784	0	0	0,6167	0	0,0252	101,1353
	7,8299	0	67,6293	18,7002	5,8505	0,0099	0,0454	0,5174	0	0	100,5827
	7,6666	0,006	68,4226	18,9825	6,0727	0,0189	0	0,4724	0	0,0291	101,6707
	7,4983	0	68,491	18,6871	5,8694	0	0,0367	0,3998	0	0	100,9823
	7,8042	0,0082	68,537	18,8709	5,9966	0,0248	0	0,5883	0,0262	0,0522	101,9084
	7,5932	0	68,4019	18,6032	5,8893	0,0128	0,0682	0,5778	0	0	101,1465
	7,5083	0,0044	68,621	18,7042	5,8799	0	0,0368	0,5669	0,0029	0	101,3243
	7,488	0,0192	67,7474	18,9676	5,9849	0,0103	0,0683	0,5342	0	0,0175	100,8374
	7,4845	0	68,7622	18,7325	5,7725	0	0,0158	0,5456	0	0,0087	101,3217
	1,9718	0,3583	48,9702	0,1304	0	17,4433	0,3179	30,2773	0,8694	0,0503	100,389
	2,0053	0,2681	49,333	0,1226	0,0192	17,4418	0,3028	30,2882	0,877	0,0185	100,6765
Bin 13-53	7,6251	0,0067	68,3463	18,7639	5,9605	0	0,1282	0,6163	0,0178	0	101,4648
	7,4736	0	68,1677	18,5449	5,9466	0,0253	0	0,5603	0	0,0533	100,7719
	7,5889	0	67,7748	19,0777	6,0353	0	0	0,5662	0,0262	0,0058	101,0749
	7,511	0,0039	68,5785	18,7505	5,8593	0,0392	0,08	0,6267	0	0	101,4491
	7,6215	0,0071	68,4108	18,676	5,9799	0	0	0,7554	0,0437	0	101,4944
	7,5896	0,0038	68,0753	18,5771	6,0076	0	0,0576	0,5708	0,0203	0	100,9022
	7,4402	0,0072	67,4579	18,9763	6,1634	0,0017	0	0,3667	0,0296	0,0354	100,4786
	7,6284	0	68,0726	18,6145	5,6839	0	0,0961	0,701	0,0267	0	100,8232
	7,5283	0,0137	69,1822	18,8208	5,9177	0,0111	0,042	0,5724	0,0029	0	102,0912
	7,6191	0	68,7531	18,9115	5,6721	0,006	0,0052	0,4593	0	0,0579	101,4842
	0,0228	0,2182	29,6233	0,0017	0	0,1681	0,1037	66,6567	2,5203	0,0295	99,3444
	0	0,2053	29,7621	0,0119	0	0,1723	0,0222	67,6172	2,455	0,0156	100,2616
	5,0263	0,0105	76,7012	10,4226	4,1284	0,1588	0,2039	3,8552	0,0872	0,0346	100,6287
	4,7669	0,0055	76,6157	10,2272	4,3062	0,1491	0,1669	3,8464	0,0377	0,0029	100,1246
	1,5729	0,2877	49,1032	0,127	0,0016	18,7137	0,2032	30,9931	0,8642	0	101,8666
	1,4048	0,3554	48,5446	0,155	0	18,7938	0,3142	30,0489	0,8998	0,0027	100,5192
	7,4538	0,0028	68,7938	18,5093	5,8989	0,0224	0,0264	0,4412	0,0117	0	101,1603
	7,884	0	68,8873	19,2877	5,6534	0,006	0,0211	0,4457	0	0,035	102,2201
	8,1892	0,0011	68,8798	19,1263	5,322	0,0009	0	0,3962	0,0146	0,0088	101,9388
	7,7041	0,0017	68,648	18,9102	6,1088	0,0172	0	0,3515	0,0117	0,0263	101,7794
	7,5496	0,0061	67,8891	18,7039	5,8278	0,0206	0	0,5517	0	0,0117	100,5604
	7,6079	0,0143	68,2965	18,7071	6,2295	0	0,0996	0,6157	0	0	101,5705
	7,713	0	68,8986	18,721	5,986	0,0128	0,0472	0,5611	0,0029	0	101,9427
	7,7007	0	68,2312	18,9904	5,8957	0,0396	0	0,4575	0	0	101,3152
Bin 14-30	7,5722	0,0088	69,1769	18,685	6,1829	0,0326	0	0,3392	0	0,0233	102,0209
B	7,5384	0	69,1935	18,9658	5,8698	0	0	0,4797	0,0263	0	102,0735
	7,7085	0,0005	68,4441	18,7434	5,9807	0,0206	0	0,3563	0	0	101,2543
	7,1482	0	67,5852	18,5952	5,7879	0,0735	0	0,5491	0,0611	0,0609	99,8611
	7,8902	0,0104	68,2946	18,4564	5,7157	0,0385	0,0105	0,4667	0,0204	0	100,9035
	7,4671	0,0016	69,036	18,6911	6,1979	0,0361	0	0,4959	0,0175	0	101,9432
	7,3389	0,0055	68,7812	18,8452	6,0011	0,0317	0	0,4217	0,0116	0,061	101,4979
	7,5216	0	67,947	18,9615	5,9383	0,0034	0	0,4454	0	0,0408	100,858
	7,614	0,0027	67,9909	18,5787	5,767	0,0206	0,0684	0,3896	0	0,0466	100,4785
	7,8352	0	68,3796	18,8897	5,9863	0,0163	0,0053	0,5174	0,0029	0	101,6327
	4,8828	0,0056	75,4116	10,6824	4,3647	0,1718	0,1937	3,9203	0,0175	0	99,6503
	4,8432	0,0056	75,6276	11,0104	4,5101	0,1746	0,1729	3,8301	0,0816	0,0202	100,2763

Analyses chimiques des compositions minéralogiques par microsonde (Camparis) des éléments majeurs en poids d'oxydes (%), datées du 13/01/2015 (1/2)

échantillon	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	Total
Bin 14-11 B	7,1211	0,0104	68,7296	18,8671	6,0058	0,0095	0,0475	0,3572	0,0029	0	101,1511
	7,3396	0	69,2281	19,059	6,0984	0,024	0	0,5453	0	0,0553	102,3498
	7,5282	0	68,6755	19,1489	5,8543	0,0129	0	0,4508	0	0,067	101,7375
	7,3572	0,0083	68,4947	19,0126	5,9187	0,0009	0	0,5855	0	0,0525	101,4304
	4,2563	0	74,8762	10,9166	4,5191	0,2012	0,3519	4,3924	0,1035	0,072	99,6892
	4,3403	0,0127	75,8725	10,8971	4,3604	0,0784	0,1878	4,1869	0,0987	0,0316	100,0665
Bin 14-23 A	6,356	0,01	69,025	16,0762	5,397	0,6319	0,0104	3,4247	0,029	0,0259	100,986
	6,9989	0	68,7559	18,6873	6,2886	0	0,0105	0,8421	0	0,0262	101,6097
	4,3248	0,0021	76,4992	10,6581	4,4451	0,1439	0,1006	4,0743	0,1035	0,0471	100,3988
	4,4125	0	76,247	10,8482	4,3861	0,1472	0,2014	3,5353	0,0531	0	99,8308
Bin 14-34 E	4,2696	0,1809	73,5983	14,7202	5,1661	0,7308	0,182	1,6014	0,0393	0,0335	100,522
	4,3979	0,15	72,6005	14,6792	5,3744	0,77	0,1635	1,4966	0,0351	0	99,6671
	3,0655	0,1153	72,4329	14,5987	4,8196	0,7346	0,201	1,5827	0	0,045	97,5955
	4,3051	0,4419	71,3047	14,2505	4,7939	1,3401	0,1652	2,5763	0,0622	0	99,2399
Bin 14-02	3,883	0,0039	69,4457	10,3203	3,9678	0,2362	0,2156	3,863	0,0819	0	92,0175
	4,085	0,0105	68,241	9,8109	3,9727	0,2381	0,1783	3,6113	0,0612	0	90,209
	6,2592	0,0021	58,5005	15,4109	5,8572	0,0355	0	0,5085	0	0,0028	86,5766
	7,2956	0	68,4436	18,9226	6,3723	0,0009	0	0,3796	0,0117	0,0029	101,4292
	4,5624	0	74,108	11,2164	4,4711	0,2373	0,2717	4,1927	0,1424	0	99,2021
	4,634	0	74,7341	11,038	4,4456	0,2231	0,2669	4,1993	0,1106	0,0288	99,6806
Bin 13-45 B	0,4037	10,8947	48,9226	0,5845	0	19,4739	0,1859	12,926	0,5428	0,0196	93,9538
	0,375	11,0992	48,8809	0,6433	0,0246	19,5835	0,1087	12,6768	0,5837	0	93,9756
	4,5892	0,1591	67,8811	13,8185	4,4737	0,8403	0,2201	1,9671	0,0349	0,0203	94,0044
	4,6212	0,1318	67,4732	13,26	4,3351	0,731	0,1949	1,7365	0,038	0,032	92,5538
	0,3587	11,0249	50,1711	0,647	0,0181	19,1665	0,1972	13,0219	0,6087	0,0113	95,2253
	2,7591	5,3974	58,4047	7,6393	2,1403	10,6597	0,19	7,8225	0,3101	0	95,3231
	0,2408	7,7165	44,1867	0,6159	0,0927	17,3773	0,2404	12,3845	0,5783	0,0085	83,4416
	1,046	9,4981	52,1935	1,2465	0,5567	17,8488	0,11	12,2245	0,7422	0,0085	95,4749
	0,3954	9,6997	49,0781	0,4521	0,0033	18,6902	0,1826	15,2517	0,6906	0,0395	94,4832
	0,3297	9,4501	48,1874	0,4189	0	18,4476	0,162	14,3897	0,7322	0,0198	92,1376
	8,0561	0	65,4589	21,1304	2,6805	2,3464	0,1015	0,3168	0,0415	0	100,1323
	4,5229	0,1244	73,2868	13,7747	4,5875	0,6465	0,112	1,6622	0,0267	0	98,7438
	6,7815	0,0156	65,0461	22,9873	1,4895	4,2526	0,0267	0,6952	0,0119	0,0384	101,3446
	8,0818	0,0394	63,8673	23,4962	1,0236	5,084	0	0,3745	0,0149	0	101,9816
	0,4133	9,8704	52,9267	0,5029	0,0098	19,6429	0,1646	17,0418	0,8208	0	101,3931
	0,4339	10,2975	52,2919	0,3654	0,0279	19,5554	0,1029	17,6728	0,7441	0	101,4915
	4,2936	0,1885	73,4682	14,3763	4,777	0,9425	0,117	1,9211	0,0236	0,0029	100,1107
	4,3867	0,1883	73,5384	14,4892	4,4841	0,9131	0,1518	2,1896	0,0723	0,0509	100,4642
	4,2301	0,1127	75,2647	14,1929	4,7436	0,6604	0,1867	1,8486	0,0444	0	101,2842
	4,1706	0,1173	76,7959	13,9564	4,8798	0,5931	0,1653	1,7342	0,0207	0,0442	102,4774
Bin 13-51 B	4,1675	0	80,5609	10,8496	3,8121	0	0	0,4497	0	0,0059	99,8458
	4,9573	0,0066	78,7935	10,7666	3,2006	0,0452	0,1759	1,0628	0	0	99,0086
	7,2592	0	69,3273	17,3913	5,5283	0,0244	0	0,6435	0	0	100,174
	4,0816	0,013	83,4318	10,5938	3,7641	0,013	0,1219	0,41	0	0,0059	102,435
	4,4609	0,0118	75,4236	10,2597	4,2615	0,1674	0,1752	3,8026	0,1181	0	98,6809
	3,1598	0	89,4194	6,8792	1,8851	0	0	0,6527	0,0208	0	102,017
	4,2051	0	75,762	10,5859	4,3978	0,1786	0,2761	3,2927	0,0649	0	98,7632
	4,2307	0,0285	76,6374	10,9119	4,3738	0,1616	0,1809	3,4971	0,0887	0	100,1107
	1,3319	0	94,776	3,4972	1,0406	0,0069	0,0905	0,1524	0	0,0177	100,9131
	1,7159	0	92,6394	4,2674	1,8256	0	0,0322	0,1308	0,0656	0	100,6769
	4,41	0,0034	76,6037	10,6495	4,2832	0,1932	0,1485	3,6797	0,0354	0,0234	100,0301
	4,3439	0	75,4289	10,5509	4,3321	0,2015	0,1064	3,3833	0,0384	0,0352	98,4206
	6,583	0	68,146	18,0353	6,6457	0	0	1,082	0	0	100,4921
	7,1555	0,0017	70,6886	16,5812	5,0197	0,0409	0,096	1,8258	0,0267	0	101,436

Analyses chimiques des compositions minéralogiques par microsonde (Camparis) des éléments majeurs en poids d'oxydes (%), datées du 13/01/2015 (2/2)

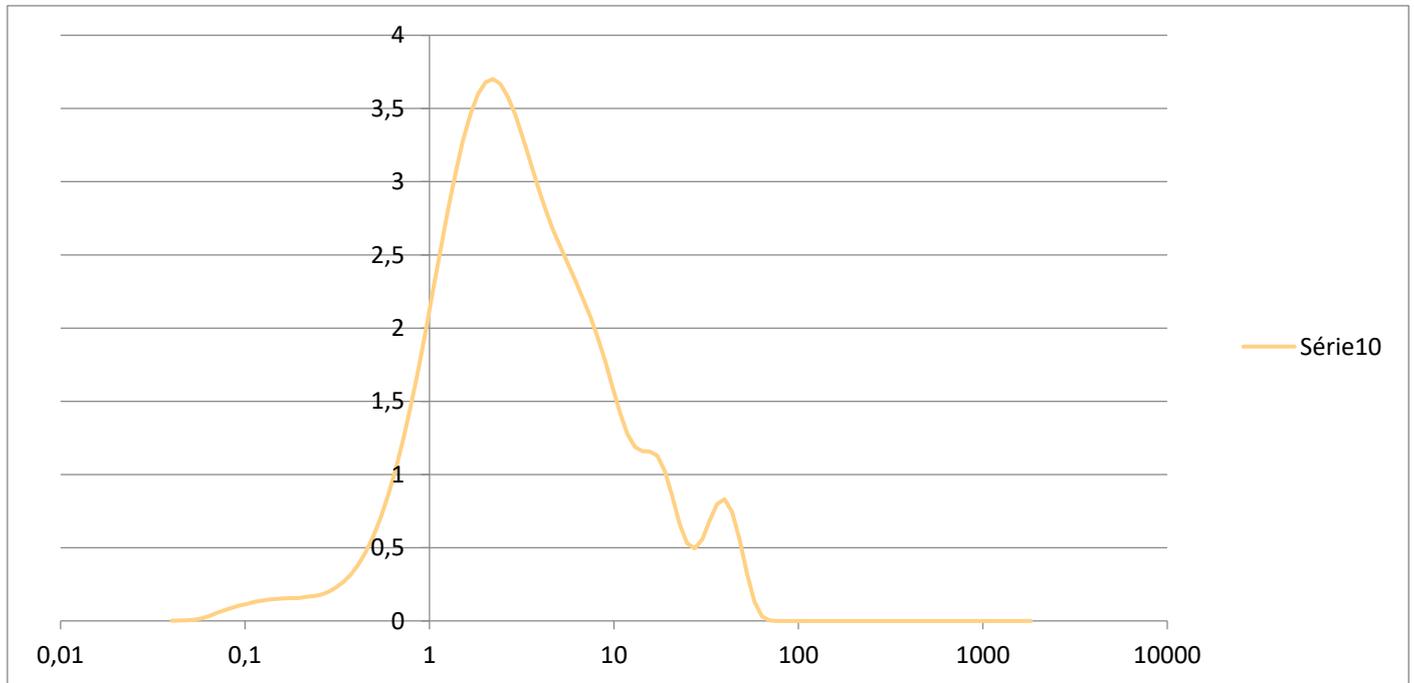
échantillon	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	Total
Bin 13-41 A	4.5468	0.2040	72.3401	14.2488	4.3670	0.8487	0.2524	1.9663	0.0272	0.0434	98.8445
	5.0020	0.0180	74.3690	10.8253	4.0639	0.1873	0.2326	3.6946	0.1025	-0.0272	98.4680
	7.6350	-0.0038	66.9411	18.8663	5.4865	-0.0049	-0.0443	0.4321	-0.0335	0.0321	99.3068
	7.6584	-0.0011	66.7523	18.2972	5.6994	0.0196	0.0306	0.4199	0.0122	-0.0646	98.8240
	7.5669	-0.0178	66.9705	18.7511	5.7060	0.0346	0.0495	0.4347	-0.0242	0.1016	99.5727
	7.5797	0.0055	65.7336	18.4392	5.4936	0.0982	0.0223	0.3706	0.0061	-0.0354	97.7134
	7.7013	0.0046	66.2883	18.5670	5.5373	0.0595	-0.0313	0.4600	-0.0401	-0.0550	98.4916
	7.6840	-0.0124	65.1611	18.4231	5.5641	0.0305	0.0219	0.4868	0.0121	0.0434	97.4147
	7.7459	0.0032	64.9538	18.1171	5.6097	0.0135	0.0135	0.4698	0.0119	-0.0029	96.9356
	7.6761	-0.0056	66.4058	18.7190	5.4749	0.0632	-0.0026	0.4405	0.0372	0.0220	98.8305
	7.7952	0.0000	65.8991	18.6237	5.3774	0.0449	0.0182	0.5386	0.0314	0.0165	98.3450
	7.7324	-0.0093	65.1425	18.4734	5.2856	0.0437	0.0386	0.4509	-0.0304	-0.1166	97.0109
	7.7959	0.0033	65.1208	18.6560	5.1006	0.0655	0.0055	0.4227	-0.0243	0.0146	97.1606
	7.7447	-0.0092	64.6551	18.6611	5.4883	0.0561	-0.0519	0.5076	-0.0150	-0.0173	97.0194
	7.4349	0.0011	65.2410	18.3720	5.6523	0.0389	0.0108	0.4676	0.0000	-0.0258	97.1929
	7.6530	0.0151	64.9880	18.7013	5.4662	0.0593	-0.0109	0.4240	0.0150	-0.0173	97.2937
	7.5570	0.0098	64.9314	18.1066	5.6379	0.0299	0.0110	0.4142	0.0030	0.0146	96.7155
	5.2501	0.0250	70.3358	10.4046	4.0893	0.1776	0.2350	3.8723	0.1191	-0.0426	94.4662
	5.0017	-0.0016	68.8112	10.2677	4.1364	0.1682	0.2190	3.6109	0.0358	0.0171	92.2663
	4.9201	-0.0114	71.7560	10.5805	4.0911	0.2065	0.2011	3.7367	0.0659	0.0029	95.5492
Bin 13-43C	5.0310	0.0103	72.7071	10.5647	4.0728	0.1801	0.1622	4.0453	0.0536	-0.0227	96.8043
	5.3576	0.0096	63.4358	9.4458	3.9011	0.4075	0.5658	6.4659	0.1501	-0.0456	89.6937
	5.5021	0.0309	63.6794	9.5297	3.9696	0.4566	0.4147	6.8798	0.1780	0.0134	90.6542
	5.4267	0.0067	64.1913	9.4265	3.9691	0.4501	0.5807	6.8091	0.1900	0.0563	91.1065
	2.8906	-0.0067	43.6020	6.0253	2.4994	0.2539	0.3118	3.5881	-0.0089	2.4544	61.6099
	2.8913	0.0038	45.1594	6.0266	2.6110	0.2854	0.3286	3.6999	0.0411	2.2951	63.3423
	5.3607	0.0051	65.4716	9.6699	4.0219	0.5274	0.4739	6.8703	0.1973	-0.0340	92.5641
	5.5676	0.0230	65.7178	9.6073	4.0544	0.4922	0.4620	6.9968	0.2058	-0.0198	93.1070
	5.6011	0.0090	65.3080	9.7907	3.9159	0.4390	0.4413	6.9038	0.2541	0.0510	92.7138
	5.5205	0.0040	64.0520	9.3932	3.9370	0.4371	0.4758	6.7588	0.1609	0.0432	90.7825
	5.4809	0.0246	64.8237	9.2618	3.8673	0.4570	0.4577	6.7854	0.1902	-0.0242	91.3244
	5.3550	0.0304	64.4042	9.6655	4.0170	0.4769	0.5283	6.6365	0.1963	0.0162	91.3264
	5.8667	0.0102	68.0165	9.8712	4.1374	0.4861	0.5138	7.4643	0.2127	0.0215	96.6004
	5.9315	0.0191	68.4539	10.2531	4.2541	0.4453	0.5094	7.4207	0.2981	0.0080	97.5932
	5.8170	0.0139	68.1621	9.9576	4.2012	0.4204	0.4528	7.2943	0.1893	-0.0196	96.4890
	1.4668	0.3039	48.4550	0.1596	0.0078	18.1554	0.5421	28.1596	1.0403	0.0534	98.3438
	1.5872	0.3109	47.6411	0.1880	0.0036	18.0813	0.4372	28.1467	1.0196	-0.0614	97.3541
	1.4561	0.3429	48.1882	0.2046	0.0092	18.2105	0.4277	28.3777	1.0010	0.0291	98.2469
	7.6408	-0.0280	67.3647	18.7457	5.5024	0.0104	-0.0874	0.5941	-0.0361	0.0087	99.7152
	7.6366	-0.0049	67.9730	18.8884	5.6867	0.0227	0.0166	0.6452	0.0152	0.0350	100.9145
	7.7917	0.0032	67.8175	18.6580	5.7919	0.0350	0.0326	0.6544	-0.0030	-0.0487	100.7326
	5.9823	-0.0062	67.5746	9.9878	4.1904	0.5050	0.5203	7.0801	0.2556	-0.0086	96.0814
	6.3303	0.0118	67.8997	9.7080	3.8581	0.4857	0.5735	7.4308	0.2279	-0.0421	96.4839
	6.0675	0.0229	66.9746	9.8012	4.1277	0.4791	0.4963	6.9728	0.2162	0.0197	95.1780
	7.4882	0.0044	64.4729	18.6748	5.6040	-0.0016	-0.0222	0.4964	0.0031	-0.0059	96.7139
	7.3845	-0.0005	64.5164	18.7416	5.4693	0.0265	-0.0410	0.7150	0.0120	-0.0058	96.8179
	7.6627	-0.0044	65.6005	18.6645	5.6068	0.0212	0.0500	0.5702	-0.0153	0.0029	98.1592
	7.6140	-0.0108	66.9776	18.3159	5.6356	0.0369	-0.0438	0.5756	0.0151	0.0145	99.1305
	7.6353	-0.0054	67.6205	18.6339	5.5577	0.0153	0.0192	0.5388	0.0151	-0.0522	99.9782
	7.5219	-0.0054	66.8340	18.7315	5.6056	0.0202	0.0441	0.5095	0.0091	0.0000	99.2706
	5.9984	0.0305	67.6566	9.8368	4.1299	0.4716	0.6074	7.3759	0.2066	0.0227	96.3363
	6.1826	0.0062	67.6969	9.9352	4.1273	0.5083	0.5541	7.7191	0.2149	0.0989	97.0434
5.9840	-0.0079	69.4699	9.9000	4.3223	0.5191	0.4457	7.5125	0.2610	-0.0284	98.3780	
6.0882	0.0173	69.2853	10.1157	4.2495	0.5533	0.5646	7.2808	0.1920	-0.0560	98.2907	
5.9777	0.0151	68.9428	10.1389	4.2642	0.4680	0.4170	7.3375	0.2792	-0.0535	97.7868	
5.9009	0.0334	70.3597	9.9676	4.2943	0.5054	0.5964	7.4355	0.1998	0.0107	99.3037	
6.1290	0.0062	69.7967	10.2005	4.2581	0.5007	0.6170	7.6486	0.2041	-0.0171	99.3440	
6.0296	0.0215	69.6324	10.1370	4.2564	0.5204	0.5135	7.5587	0.3150	0.0256	99.0102	
6.1425	0.0200	69.1839	10.0960	4.1585	0.4550	0.5519	7.3844	0.1383	0.0363	98.1667	

6.0606	0.0098	69.4162	10.2574	4.2524	0.5086	0.5494	7.6906	0.2469	0.0375	99.0295
6.1156	0.0062	66.3466	9.6804	4.0856	0.4749	0.4982	7.0950	0.2690	0.0340	94.6054
5.9663	0.0048	70.1147	10.3302	4.3161	0.5137	0.5332	7.8570	0.2292	0.0268	99.8920
6.1584	0.0299	69.8799	9.9630	4.2488	0.4723	0.4792	7.1952	0.2027	-0.0056	98.6239

échantillon	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	MnO	Cr2O3	Total
	2.5252	0.0166	76.1391	10.9114	4.1280	0.1706	0.3166	4.1601	0.0842	-0.0086	98.4433
	4.9680	0.0055	75.4577	10.7467	4.0976	0.2187	0.1884	3.9811	0.0662	-0.0258	99.7039
	5.1341	0.0049	74.4422	10.8539	3.9558	0.1849	0.2019	4.1010	0.0963	0.0172	98.9922
	4.9984	0.0330	74.7642	10.8817	4.1152	0.2005	0.2347	4.1397	0.0569	-0.0379	99.3864
	5.0304	0.0071	74.8230	10.6819	4.2010	0.1991	0.1689	4.1333	0.1171	-0.0344	99.3275
	4.1021	0.0100	40.1546	5.6040	2.4940	0.1034	0.1394	1.8598	0.0482	-0.0259	54.4895
	2.6997	0.0088	39.5756	5.4153	2.5453	0.1000	0.1209	1.8013	0.0333	0.0751	52.3752
	7.6047	0.0005	69.0947	19.1167	5.4323	-0.0008	-0.0139	0.4332	-0.0031	-0.0381	101.6264
	7.8229	-0.0120	68.9530	19.0740	5.4174	0.0170	0.0055	0.4291	-0.0335	-0.0058	101.6676
	7.9198	-0.0072	68.7920	19.2135	5.4205	0.0420	-0.0209	0.4074	-0.0143	-0.0468	101.7060
	7.5220	-0.0076	68.4385	19.0839	5.6963	0.0217	0.0989	0.4402	-0.0483	0.0667	101.3123
	7.6091	0.0038	68.6088	18.8881	5.4447	0.0283	0.0303	0.4556	-0.0182	0.0466	101.0970
	5.1771	-0.0060	75.0633	10.7628	4.0520	0.1811	0.1666	4.0452	0.0753	0.0201	99.5376
Bin 13-39	7.5624	-0.0092	68.6899	18.8949	5.4511	0.0305	0.0078	0.5225	-0.0057	0.0576	101.2017
	6.1521	0.0057	73.9593	12.1321	3.5711	0.1519	0.0979	3.5346	0.0369	0.0353	99.6769
	8.0591	-0.0005	69.2503	17.9603	4.5672	0.0097	0.0387	1.3158	-0.0122	-0.0408	101.1476
	7.8128	-0.0114	68.5277	18.9246	5.5317	0.0081	0.0357	0.6596	-0.0030	0.0203	101.5061
	7.5033	0.0033	68.3439	19.1993	5.7718	0.0267	0.0166	0.5665	0.0000	0.0146	101.4460
	7.6643	-0.0049	68.9434	18.9631	5.2698	0.0138	0.0028	0.6047	0.0122	-0.0058	101.4633
	7.2776	0.0033	68.3111	19.0332	5.7345	0.0114	0.0166	0.4406	0.0517	-0.0380	100.8420
	7.8459	-0.0011	68.3452	18.9561	5.4983	0.0300	-0.0498	0.5679	-0.0030	0.0205	101.2097
	8.0342	-0.0005	68.4421	19.2742	5.1409	0.0334	-0.0156	0.4659	-0.0114	0.0329	101.3961
	8.2395	-0.0044	68.6272	19.0304	4.8402	0.0219	0.0028	0.4524	0.0305	0.0234	101.2638
	6.9182	0.0163	68.0187	18.9061	6.4379	0.0130	0.0249	0.5818	-0.0061	0.0497	100.9604
	6.9655	0.0281	67.6102	18.8211	6.4980	0.0219	-0.0083	0.5467	0.0273	-0.0233	100.4871
	7.5264	-0.0021	68.5146	18.7953	5.2742	0.0222	0.0217	0.5921	-0.0030	-0.0458	100.6957
	3.0267	-0.0043	76.4929	10.6858	4.1042	0.1702	0.2151	3.9179	0.0690	0.0429	98.7205
	5.0085	-0.0098	74.5997	10.7969	4.0690	0.1864	0.2178	3.9234	0.0829	-0.0491	98.8258
	7.3061	0.0081	68.0799	19.2946	5.6023	0.1575	0.0000	0.2685	-0.0091	-0.0468	100.6611
	4.3422	-0.0204	76.2753	11.9697	4.1894	0.1958	0.1021	1.8625	0.0091	0.0320	98.9576
	7.3701	-0.0134	68.5268	19.1195	5.7895	0.1598	-0.0137	0.2432	0.0060	-0.0087	101.1791
	4.1900	0.0016	76.1126	12.2231	3.9846	0.2035	0.1153	1.9507	0.0030	-0.0174	98.7669
	4.1802	-0.0010	75.4601	12.0097	4.2781	0.2043	0.1529	1.7619	0.0884	-0.0601	98.0745
	7.5117	0.0016	68.0468	19.0869	5.6763	0.1921	-0.0558	0.1878	-0.0399	-0.0147	100.5928
	7.5399	-0.0015	68.3023	19.2442	5.7327	0.1313	0.0104	0.2552	0.0258	0.0330	101.2733
	7.6465	0.0108	68.1963	19.4255	5.6794	0.1424	-0.0412	0.1961	0.0000	-0.0464	101.2094
	4.3101	-0.0150	76.3093	11.9964	4.1659	0.2065	0.1316	1.8809	0.0362	-0.0347	98.9873
	4.2777	-0.0049	75.8674	12.0869	4.1454	0.1898	0.1195	1.8504	0.0520	-0.0498	98.5343
	7.2917	-0.0092	68.6387	19.0928	5.7705	0.0560	-0.0443	0.2317	0.0091	0.0205	101.0575
	7.3454	-0.0033	68.5071	19.2700	5.8181	0.1007	0.0194	0.2827	0.0274	-0.0146	101.3529
	7.2018	-0.0087	68.4207	19.0229	5.8895	0.1131	0.0861	0.2266	-0.0092	0.0147	100.9574
	0.6074	1.1045	48.7063	0.2281	-0.0028	19.4326	0.2324	29.1151	1.2408	0.0319	100.6963
	0.5483	0.9978	48.8532	0.2417	0.0029	19.0182	0.1076	28.9338	1.3719	0.0294	100.1048
Nem 13-15	0.5784	0.9881	48.4863	0.1663	0.0014	19.3453	0.1877	29.2576	1.1881	0.0367	100.2358
	4.1590	-0.0038	76.8516	12.1911	4.1214	0.2032	0.1077	1.8896	0.0456	0.0262	99.5917
	7.2033	0.0205	68.7520	19.3200	5.9997	0.1013	0.0000	0.2285	-0.0122	-0.0204	101.5927
	7.2202	-0.0016	68.5640	18.9221	5.9527	0.0694	-0.0303	0.3033	-0.0424	0.0436	101.0011
	7.2987	0.0048	68.1699	19.3987	5.9305	0.1097	0.0220	0.2724	-0.0121	-0.0233	101.1714
	4.2825	-0.0075	75.7671	12.0033	4.1545	0.2141	0.1012	1.8238	0.0602	0.0000	98.3993
	0.0127	0.0019	0.0546	0.0158	-0.0007	0.0314	0.0000	-0.0223	0.0000	0.0083	0.1017
	1.2940	0.6797	54.8282	3.6142	0.9295	14.3952	0.1944	22.4929	0.9475	0.0027	99.3782
	0.5387	1.1872	49.0152	0.1696	-0.0064	19.8117	0.1878	28.5078	1.2332	0.0745	100.7192
	0.5512	1.2452	48.7534	0.1858	-0.0050	19.9174	0.2848	28.9094	1.2155	0.0266	101.0844
	7.4400	-0.0016	67.8428	18.9652	5.8099	0.0934	0.0027	0.2073	0.0332	-0.0290	100.3638
	7.5783	0.0118	67.4455	19.3854	5.8413	0.1340	-0.0679	0.1946	0.0086	0.0579	100.5894
	7.2481	-0.0011	68.1411	19.3705	5.7493	0.1160	0.0110	0.2130	0.0332	-0.0058	100.8755
	0.5802	1.3622	48.7169	0.2797	0.0241	19.6269	0.2715	29.0406	1.1832	0.0240	101.1092
	0.6312	0.9304	47.9295	0.2123	0.0040	19.4595	0.2476	29.4961	1.0838	-0.0202	99.9743
	0.5465	1.2823	48.5714	0.2918	0.0156	19.5798	0.2188	29.2963	1.1289	0.0850	101.0163
	7.0713	0.0275	68.0605	19.1511	5.9533	0.0832	-0.0028	0.2389	0.0364	-0.0349	100.5844

7.3517	0.0135	68.4432	19.1429	5.9200	0.0694	-0.0248	0.2303	0.0091	0.0029	101.1581
7.0693	-0.0005	68.3408	19.1191	6.0541	0.0861	-0.0137	0.2577	-0.0211	0.0435	100.9353
4.4327	0.0086	75.2300	11.8891	4.2169	0.1953	0.1508	1.8419	0.0000	0.0462	98.0115
7.3174	0.0102	67.3777	19.2919	5.9005	0.1207	0.0494	0.2773	-0.0604	-0.0696	100.2152
0.0329	0.4255	29.8555	-0.0215	0.0046	0.2756	-0.0287	66.8887	3.2141	-0.0467	100.5999
0.0042	0.4161	29.9143	0.0174	0.0083	0.2432	0.0534	67.6703	3.2094	-0.0402	101.4963
0.0040	0.4609	29.6808	-0.0050	0.0020	0.2693	0.1080	68.2938	3.1848	-0.0339	101.9647
7.4606	-0.0075	68.2057	19.1576	5.7485	0.0964	-0.0110	0.2628	0.0241	-0.0174	100.9199

Annexe 7 : courbe granulométrique donnée pour la formation rouge dans la région volcanique de Solhan



Résumé

Les études de provenance sur l'obsidienne se développent depuis 1964 (Renfrew et Cann). Ces deux chercheurs ont démontré que chaque complexe volcanique possède une signature chimique propre permettant l'attribution d'artefacts archéologiques en obsidienne à un complexe volcanique présentant la même signature. Cette attribution fondée sur la géochimie permet d'envisager des routes de diffusion de l'obsidienne soulignant les contacts de populations préhistoriques. De nombreux sites archéologiques du Proche-Orient comportent des assemblages lithiques présentant des artefacts en obsidienne. La synthèse dirigée par Cauvin *et al.*, (1998) suggère, pour le Proche-Orient, deux grandes régions d'approvisionnement en obsidienne : l'Anatolie centrale et l'Anatolie orientale. Or, pour des raisons internes de la Turquie dans les années 1980-1990, peu de données de terrain ont pu être rassemblées sur les sources d'Anatolie orientale. Pourtant, les comparaisons entre affleurements repérés et prélevés avant les années 1980 montrent clairement l'importance de la région pour les études de provenance d'obsidienne. Cette thèse, réalisée dans le cadre de l'ANR GeObs dirigée par D. Mouralis (Univ. Rouen, IDEES) se concentre sur quatre régions volcaniques d'Anatolie orientale : le Meydan-Gürgürbaba, le Nemrut, et les massifs de dômes de Solhan et Alatepe. Ce travail de recherche a exploré : 1) l'identification et la caractérisation de plusieurs gisements (« sources ») d'obsidienne; 2) la discrimination de ces affleurements en fonction de leurs caractéristiques physiques et chimiques ; 3) la reconstitution de leur mode de mise en place lorsque cela a été rendu possible.

Abstract

Obsidian sourcing began in 1964 (Renfrew and Cann). These authors demonstrated that one given volcano there is only one chemical signature. Based on this principle, it is possible to attribute one archaeological artefact to one volcano. This attribution allows then to develop studies on the contacts/exchanges/movements between prehistorical populations which are a key to understand past socio-cultural contexts from the Palaeolithic to the Chalcolithic. Lithic assemblages in archaeological sites in the Near East contain indeed obsidian artefacts. As there is no volcano emplaced south of the Eastern Anatolian highlands, the nearest volcanic areas with obsidian outcrops that would attract near-eastern populations are located in Central and Eastern Anatolia (Cauvin *et al.*, 1998). Taking advantage of the opening of Eastern Anatolia to field researches after 2000, and aiming at collecting scientific field data about obsidian sources in that region (especially on the volcano/outcrop scales geological and geomorphological contexts). Among these regions, four are concerned by our study: the Meydan-Gürgürbaba, Nemrut, Solhan and Alatepe regions. This thesis which is part of the ANR project GéObs, led by D. Mouralis (Rouen Univ./IDEES), enhances: 1) the identification of obsidian outcrops 2) the discrimination of these outcrops according to their characteristics (accessibility and types), 3) the characterization of obsidian glass, and consecutive reconstruction of their emplacement modes. This research, based on the necessary completeness of data collection in the field, demonstrates the importance of such a new approach in the domain of "obsidian sourcing" researches.