



HAL
open science

Evolution verticale des Albanides : Contrôle thermique, érosion et dénudation tectonique

Bardhyl Muceku

► **To cite this version:**

Bardhyl Muceku. Evolution verticale des Albanides : Contrôle thermique, érosion et dénudation tectonique. Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT : . tel-00160801

HAL Id: tel-00160801

<https://theses.hal.science/tel-00160801>

Submitted on 8 Jul 2007

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.



ISSN 0993-796X

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)

MÉMOIRE H. S. N° 46

ÉVOLUTION VERTICALE DES ALBANIDES :

CONTRÔLE THERMIQUE, ÉROSION ET DÉNUDATION TECTONIQUE

Bardhyl Muceku



2007





**UNIVERSITÉ
JOSEPH FOURIER**
SCIENCES, TECHNOLOGIE, MEDECINE

ISSN 0993-796X

GÉOLOGIE ALPINE

**ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)**

MÉMOIRE H. S. N° 46

ÉVOLUTION VERTICALE DES ALBANIDES :

CONTRÔLE THERMIQUE, ÉROSION ET DÉNUDATION TECTONIQUE

Bardhyl Muceku



2007

Couverture : Graben néogène d'Ohrid, vue de la faille Ouest photographie prise de Lin en direction du Sud (localisation sur Fig. 1-2). Le lac occupe le graben. La faille recoupe les contacts tectoniques antérieurs ; la base de la falaise montre les calcaires du Trias-Lias des unités Pélagoniennes (Korabi) ; le sommet montre les péridotites de la nappe ophiolitique de Mirdita ; entre les deux, la rupture de pente correspond au complexe volcano-sédimentaire (nappe) de Rubik.

EVOLUTION VERTICALE DES ALBANIDES : CONTRÔLE THERMIQUE, ÉROSION ET DÉNUDATION TECTONIQUE

par

Bardhyl Muceku

L'Albanie occupe une position critique au sein de la ceinture plissée alpine Dinaro-Hellénique. Cet orogène est caractérisé par trois composants fondamentaux : une ceinture de plis et chevauchements externe à l'Ouest, un domaine central caractérisé par la présence de nappes ophiolitiques, et un complexe interne oriental (Korabi).

Certains points clés pour la connaissance de l'évolution géodynamique de cette chaîne ont été éclairés par l'application de la thermochronologie de basse température (traces de fission et (U-Th)/He sur apatite et zircon), plus précisément en ce qui concerne l'histoire du refroidissement des Albanides Internes.

Un taux d'exhumation ($<0,1$ km/Ma) durant l'Eocène et le début de l'Oligocène caractérise la limite entre les zones externes et les zones internes. Il est probablement lié au soulèvement isostatique, conséquence de l'épaississement de la croûte près du front de chevauchement durant l'emplacement tectonique du complexe interne sur la ceinture de plis et chevauchements externe.

Dans le domaine interne le refroidissement et la surrection sont beaucoup plus récents et rapides. Les thermochronomètres (U-Th)/He et traces de fission nous ont permis de déterminer un début de phase de surrection vers ~ 20 Ma. Vers 3-6 Ma, le taux d'exhumation des roches de la zone de Korabi s'est accéléré jusqu'à $1,2$ km/Ma. Nous proposons que la structure actuelle symétrique des unités ophiolitique dans les Albanides Internes soit le résultat d'un régime de collapse en extension, affectant la partie orientale des ophiolites et la zone de Korabi.

Ces études montrent que la complémentarité des méthodes de thermochronologie trace de fission et (U-Th)/He est un moyen puissant de mieux contraindre l'histoire de l'exhumation d'un orogène.

MOTS CLÉS - Géodynamique, Albanie, surrection, érosion, dénudation tectonique, thermochronologie, traces de fissions, datation (U/Th)/He.

Thèse en cotutelle (Université Joseph Fourier de Grenoble, France et Université Polytechnique de Tirana, Albanie) préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (OSUG-Grenoble) et à la Faculté de Géologie et des Mines (Tirana), soutenue le 30 octobre 2006 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble et de Docteur de l'Université de Tirana devant la commission d'examen :

Maurice BRUNEL, Pr Université de Montpellier II, Rapporteur
Alaudin KODRA, Pr Ingénieur du Service Géologique d'Albanie, Rapporteur
Georges MASCLE, Pr Université Joseph-Fourier (Grenoble), Co-Directeur de thèse
Artan TASHKO, Pr Université de Tirana, Co-Directeur de thèse
Anne Marie BOULIER, DR Université Joseph-Fourier (Grenoble) CNRS, Invitée
Véronique GARDIEN, MC Université Claude Bernard (Lyon I), Invitée
Peter VAN DER BEEK, Pr Université Joseph-Fourier (Grenoble), Invité
François ROURE, Pr Université libre d'Amsterdam et Ingénieur IFP (Rueil Malmaison), Invité

ABSTRACT

Albania occupies a critical position within the Dinaro-Hellenic alpine mountain belt. This orogen is characterized by three fundamental components: a Western (External) Fold-and-Thrust Belt, a Central Belt characterized by the occurrence of ophiolitic nappes, and an Eastern (Internal) Complex (Korabi).

The application of fission tracks (FT) and (U-Th)/He thermochronology helps us to better understand the cooling history of the western and eastern Internal Albanides in Albania. Slow cooling and low rate of exhumation (< 0.1 km/m.y.) characterize the northern and western Internal Albanides throughout Late Eocene-Early Oligocene times, and are possibly related to isostatic uplift as a consequence of crustal thickening near the frontal thrust, during tectonic emplacement of the internal units on top of the external Fold-and-Thrust Belt.

We propose that the present-day symmetric structure of the ophiolite units in the Internal Albanides is a result of Miocene-Pliocene extensional collapse, affecting the eastern ophiolites and the Korabi zone. (U-Th)/He and FT data allow determining the beginning of this extensional phase at around 20 Ma. Exhumation of Korabi zone rocks accelerated since 3-6 Ma, reaching a rate of about 1.2 km/m.y.

This study demonstrates that the combination of (U-Th)/He and FT thermochronology is a powerful means to better constrain the exhumation history of an orogenic wedge in the front and back of a continental subduction regime.

KEY WORDS - Geodynamic, Albania, uplift, erosion, tectonic denudation, thermochronology, fission tracks, (U/Th)/He datation.

PERMBLEDHJE

Shqipëria zë një pozicion qendror midis brezit të rrudhosur Dinaro-Helenik. Ky orogjen karakterizohet nga tre përbërës kryesorë : brezi i jashtëm perëndimor i rrudhosur (Fold-and-Thrust Belt), brezi qendror ofiolitik, dhe kompleksi i brendshëm lindor. Disa nga pikat e rëndësishme të evolucionit gjeodinamik të Albanideve janë bërë të qarta me aplikimin e termokronologjisë së temperaturave të ulta (Gjurmëte ndarjes së bërhamave të U dhe (U-Th)/He, në apatit dhe zirkon), veçanërisht për sa i përket historisë së ftohjes së shkëmbinjëve të Albanideve të brendshme.

Shpejtësia e ekzymimit (zhvarrosjes së shkëmbinjëve) ($< 0,1$ km/Mv) gjatë Eocenit dhe fillimit të Oligocenit karakterizon kufirin mes zonave të jashtme dhe atyre të brendshme. Kjo shpejtësi ekzymimi relativisht e ulët është e lidhur me ngritjen izostatike, si rrjedhojë e trashësimit të kores së Tokës në afërsi të mbihypjes gjatë vendosjes tektonike të kompleksit qendror dhe të brendshëm mbi brezin e rrudhosur të jashtëm (Fold-and-Thrust Belt).

Në pjesën e brendshme lindore të Albanideve, ftohja dhe dalja e shkëmbinjëve janë shumë më të vonshme dhe më të shpejta. Termokronometria (U-Th)/He dhe TF na kanë bërë të mundur të përcaktojmë fillimin e fazës zgjeruese e cila shtë rregjistruar rreth 20 Mv (milion vjet) më parë. Ndërkohë që para 3-6 Mv, shpejtësia e daljes së shkëmbinjëve në zonën e Korabit është përshpejtuar deri më 1.2 km/Mv.

Ne mendojmë se struktura simetrike e tanishme e njërive ofiolitike të Albanideve të brendshme të rezultojë nga një kolaps në regjim zgjerim tërheqeje i cili ka prekur ofiolitet lindore dhe zonën e Korabit.

Ky studim tregon qartë që kombinimi i metodave termokronologjike TF dhe (U-Th)/He është një mjet i fuqishëm për të kuptuar më mirë historinë e ekzymimit të një orogjeni.

FJALË KYÇE - Gjeodinamika, Shqipëri, ngritje tektonike, erozion, Denudim tektonik, Termokronologji, gjurmët e ndarjes, datimi (U/Th)/He

INTRODUCTION

L'Albanie occupe une position critique au sein de la ceinture plissée alpine Dinaro-Hellénique (Figures 1-1 et 1-2), à la limite entre d'une part le domaine Dinarique, caractérisé par le grand développement des plates-formes carbonatées, et d'autre part le domaine Hellénique, où les séquences clastiques sont plus développées. Globalement, l'orogène Dinaro-Hellénique est caractérisé par trois composants fondamentaux : une ceinture de plis et chevauchements externe à l'Ouest (Fold-and-Thrust-Belt), un domaine central caractérisé par la présence de nappes ophiolitiques, et un complexe interne oriental (Aubouin *et al.*, 1970). Ce schéma général est valide pour l'Albanie (Figure 1-3) (Robertson & Shallo, 2000 ; Meço & Aliaj, 2000).

Cependant certains points clés pour la connaissance de l'évolution géodynamique de l'Albanie demeurent l'objet de controverses, en partie par manque de données géochronologiques quantitatives précises. Celles-ci en effet concernent

presque exclusivement l'âge Jurassique moyen de l'obduction des ophiolites, obtenu par géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur la semelle tectonique d'amphibolites de la nappe ophiolitique (Dimo, 1997 ; Dimo-Lahitte & *al.*, 2001).

La méthode de thermochronologie par traces de fission sur Apatite et sur Zircon (AFT, ZFT) constitue un moyen inégalé pour déchiffrer l'histoire à basse température des ceintures orogéniques (Gallagher & *al.*, 1998). C'est pourquoi cette méthode a été mise en oeuvre dans ce travail, afin de tenter de préciser l'histoire récente des Albanides.

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une co-tutelle entre l'Université Polytechnique de Tirana (Albanie) et l'Université Joseph Fourier de Grenoble (France), grâce à une bourse du Gouvernement Français (Ambassade de France en Albanie). Il a bénéficié d'un soutien financier de l'OTAN dans le cadre du Programme "Science for Peace".

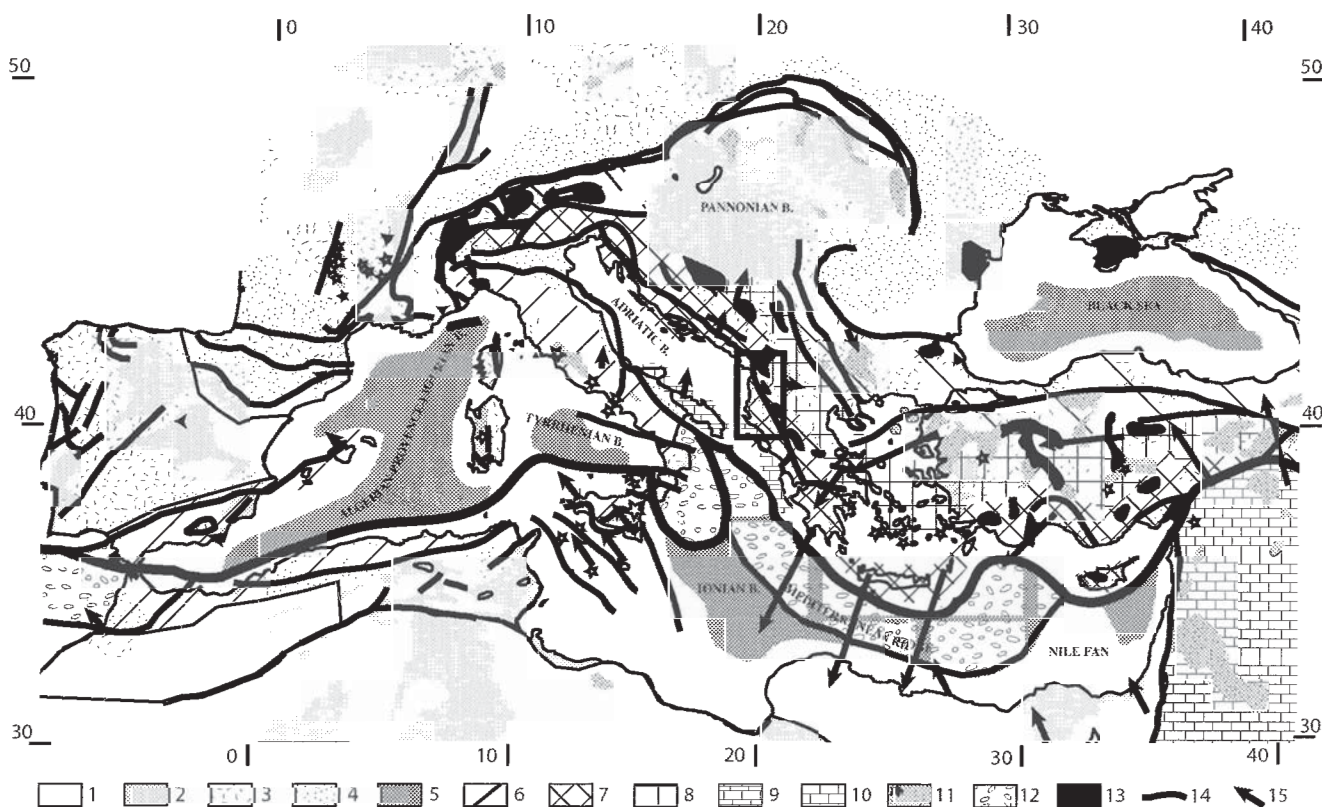


FIG. 1-1- Situation de l'Albanie dans le domaine Méditerranéen.

1 : Blocs Européen, Africain et Ibérique stables ; 2 : Bassins tertiaires et quaternaires (non-flexuraux) ; 3 : Paléozoïque ; 4 : Bassins flexuraux tertiaires et quaternaires ; 5 : Litosphère océanique ; 6 : Ceinture Bético-Maghrébo-Apenninique ; 7 : Ceinture Austroalpine-Dinarique-Hellénique-Taurique ; 8 : Massifs Pelagonien-Egéen-Macédonien-Rhodope-Pontique ; 9 : Bloc Apulien ; 10 : Bloc Arabe ; 11 : Volcanisme récent ; 12 : Prismes d'accrétion ; 13 : Ophiolites, sutures et zones de mélange ophiolitique ; 14 : Frontières tectoniques ; 15 : Vecteur déplacement GPS (5 mm/an par rapport à l'Europe stable). (D'après G. Mascle, inédit).

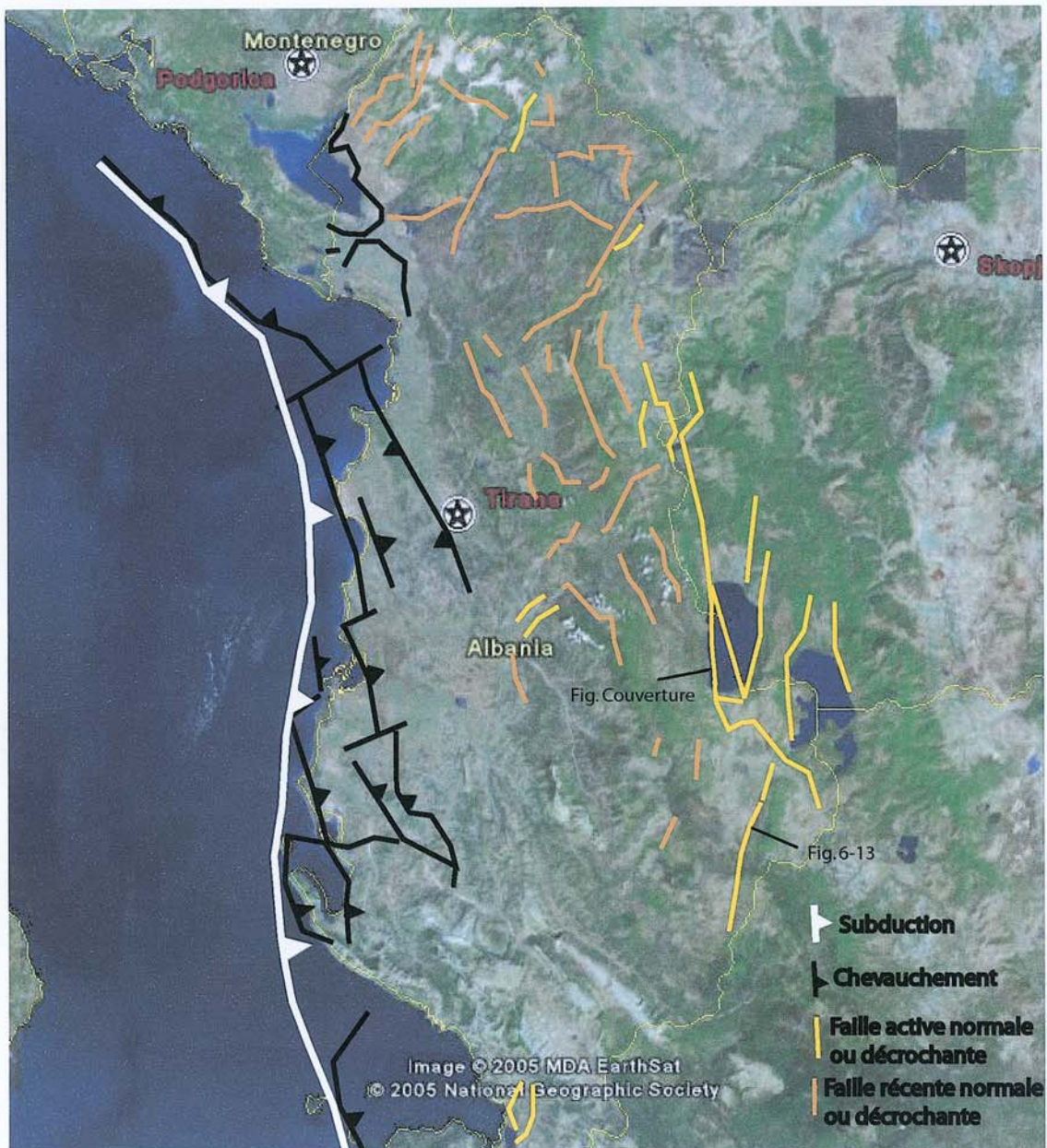


FIG. I-2: Image satellite de l'Albanie et principales fractures récentes.
 (Fractures, modifié d'après Dumurdzanov & al. 2005)

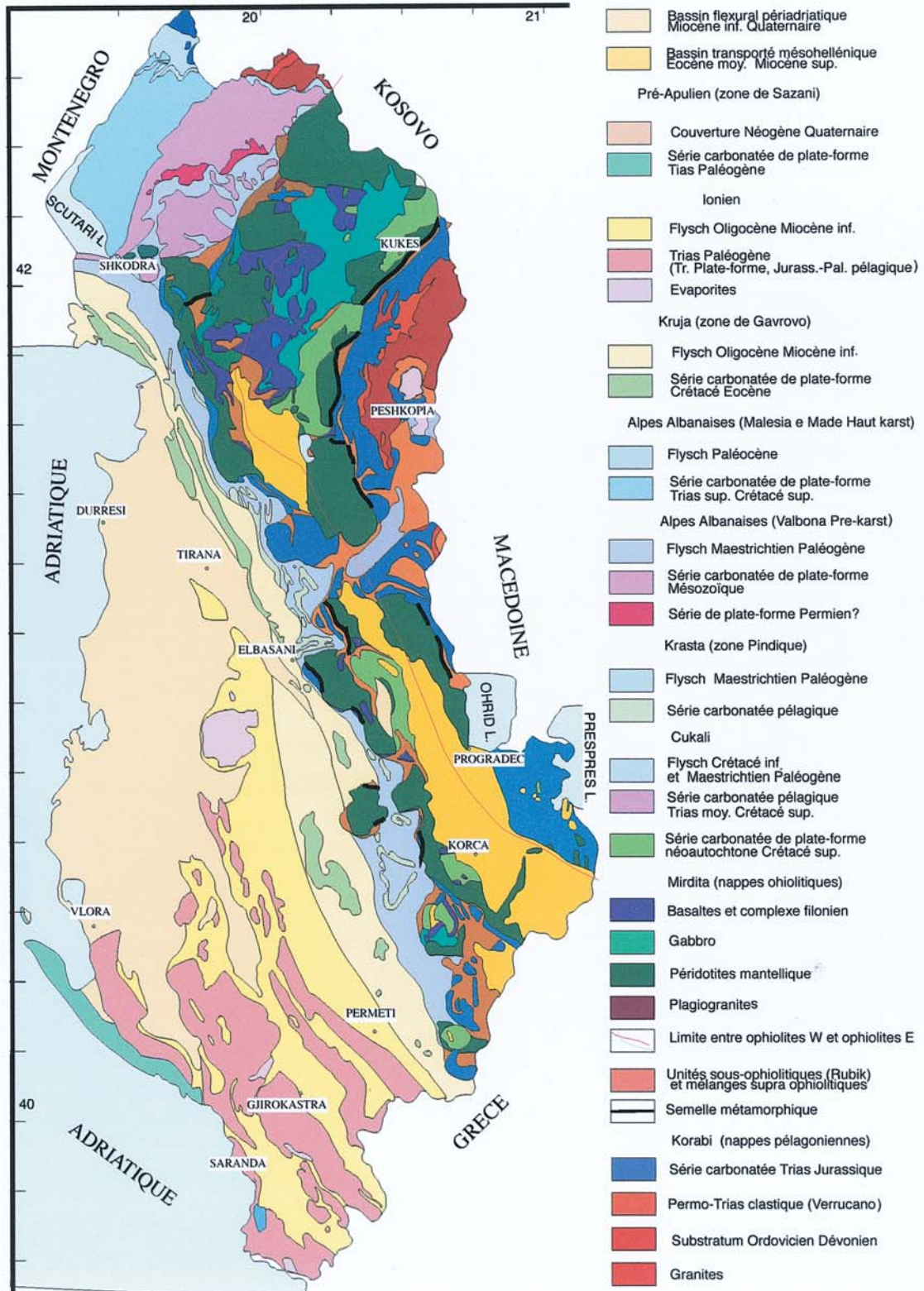


FIG. I-3: Carte géologique de l'Albanie.
Simplifiée d'après ISPGJ-IGJN 2003. Geological map of Albania.
Scale 1/200.000. 2th Edition Tirana.

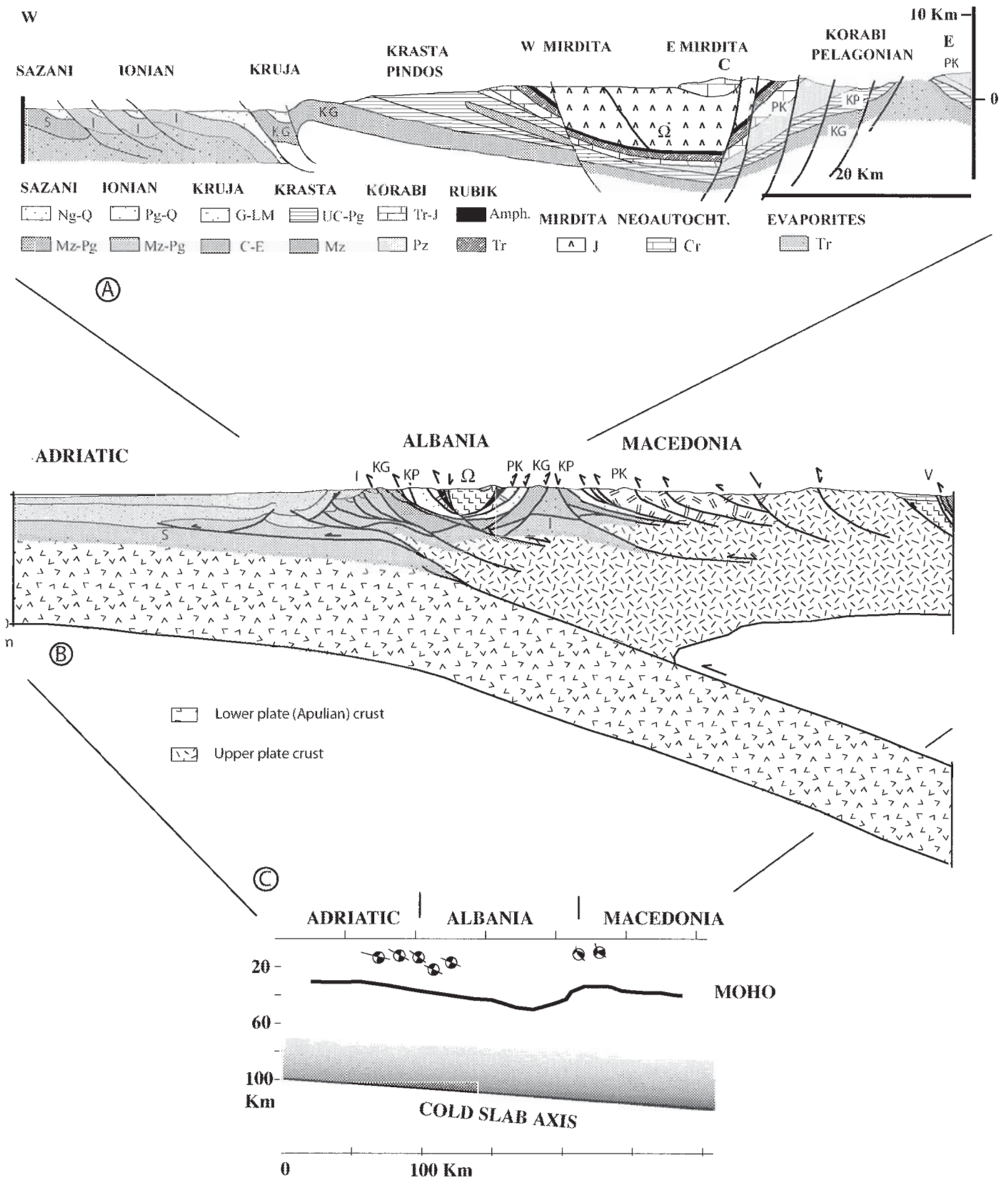


FIG.1-4- Structure en coupe et données sismologiques en Albanie.

(D'après Muceku & al., 2006).

Coupe B – I : zone Ionienne ; KG : zone de Kruja-Gavrovo ; KP : zone de Krasta-Pinde ; PK : zone de Korabi-Pélagonienne ; S : zone de Sazani-Pre-Apulienne, V : zone de Vardar ; Ω : Zone de Mirdita.

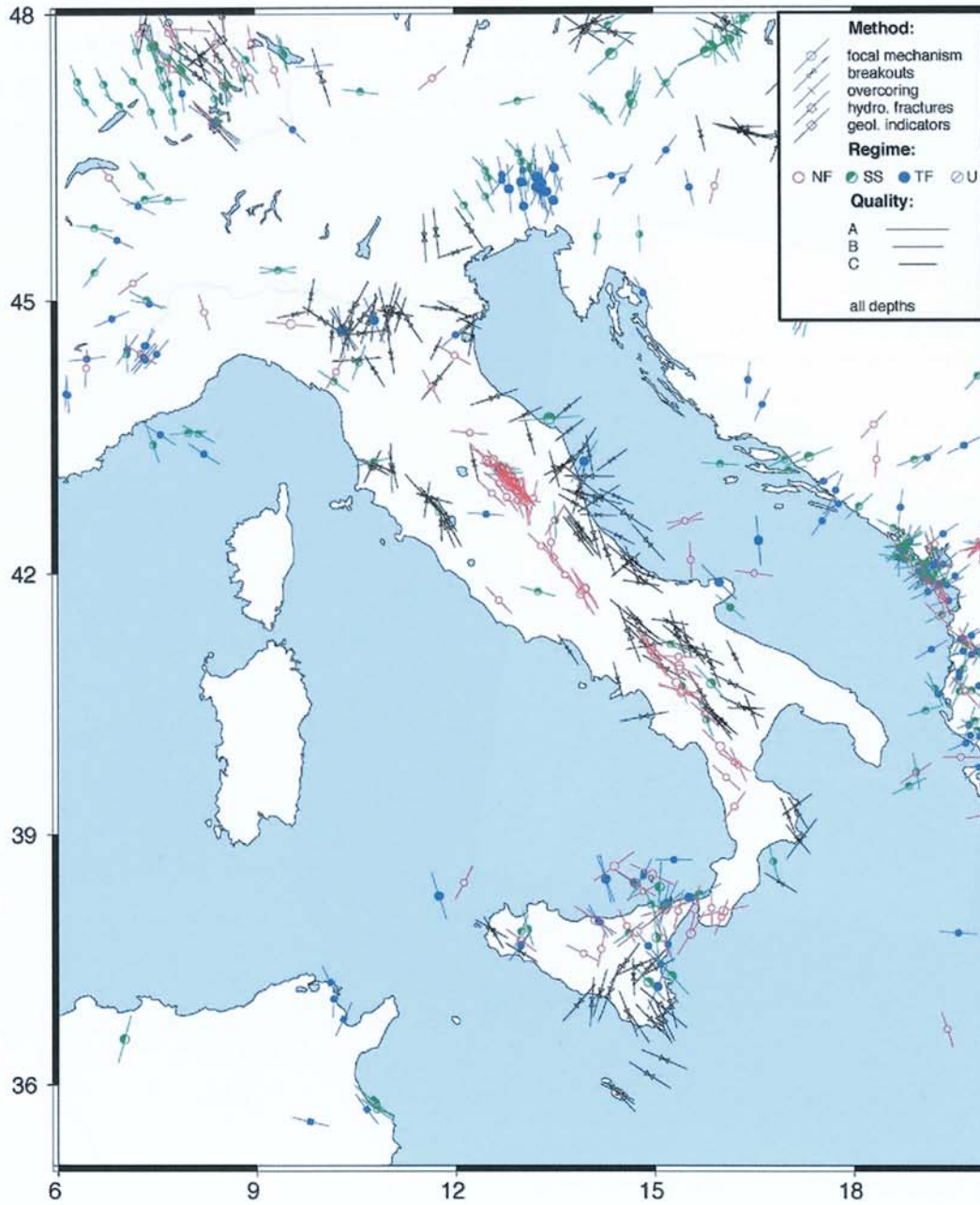


FIG. 1-5 Régime des contraintes dans le domaine italo-dinarique.
(D'après Mariucci & al., 2003).

CHAPITRE 1 LES ALBANIDES

1. STRUCTURE ACTUELLE DE L'ALBANIE

En combinant les données géologiques et gravimétriques disponibles avec celles qui résultent de l'analyse des répartitions de vitesses des ondes P et S, on note que la croûte continentale de l'Albanie s'épaissit d'Ouest en Est (Figure 1-4A-B), depuis une épaisseur d'environ 30 Km sur la côte Adriatique jusqu'à 45-50 Km à l'Est, à proximité des frontières de Macédoine et de Grèce (Fraseri & al., 1996 ; Papazachos & al., 2002 ; Cavazza & al., 2004).

Les données sismologiques (Aliaj, 1991 ; Muço, 1994 ; Fraseri & al., 1996 ; Louvari & al., 2001) permettent de caractériser un « slab » à faible plongement vers l'Est, caractérisé par des mécanismes au foyer en compression, atteignant une profondeur de 50 Km sous la frontière Albano-Macédonienne (Figure 1-4C), et surmonté par un domaine où des mécanismes au foyer en extension apparaissent à une profondeur de moins de 15 Km (Figure 1-4C).

L'imagerie tomographique (Wortel & Spakman, 1992, 2000 ; Cavazza & al., 2004) montre un panneau lithosphérique froid, s'enfonçant avec un faible pendage vers l'Est sous l'orogène Dinaro-Hellénique (Figure 1-4C), qui représente la subduction de la lithosphère Apulienne.

Les données relatives au régime actuel des contraintes régnant dans la ceinture Dinarique (Mariucci & Miller, 2003 ; Cavazza & al., 2004), caractérisent, en Albanie, un champ compressif, orienté à peu près NE-SW dans les domaines externes, et un champ extensif dans les zones internes (Figure 1-5).

Les vecteurs de déplacement global, calculés à partir du modèle NUVELI (De Mets & al., 1990), ainsi que les modèles cinématiques récents (Altamimi & al., 2002 ; Sella & al., 2002), sont compatibles avec l'existence d'une ceinture compressive dans les Dinarides.

Les données GPS publiées sont très peu nombreuses pour les domaines Dinarique et Nord Hellénique (Mc Klusky & al., 2000 ; Khale & al., 2000 ; Anzidei & al., 2001 ; Bertran, 2003 ; Hollenstein & al., 2003).

Dans un système de référence où l'Europe du Nord est considérée comme fixe, elles montrent un déplacement vers le N-E des Dinarides externes (Figures 1-1 et 1-6), à une vitesse de l'ordre de 5 mm/an,

cependant que les Dinarides internes se déplacent dans la même direction légèrement plus vite, en bon agrément avec l'existence d'un régime extensif dans ce domaine. La station d'Ohrid (Macédoine), montre un léger déplacement vers l'Est à la vitesse de 2 mm/an (Figure 1-6), également compatible avec l'existence d'un régime en extension à la frontière Albano-Macédonienne.

En résumé toutes les données actuelles sont en faveur d'un système caractérisé par un régime compressif à l'Ouest de l'Albanie, en relation avec la subduction de la lithosphère Apulienne, et en extension à l'Est de l'Albanie.

2. ZONATION GÉOLOGIQUE DE L'ALBANIE

2-1. La ceinture de plis et chevauchements externe (External Fold-and-Thrust-Belt)

Elle couvre (Figures 1-2 et 1-3) à peu près la moitié de la superficie de l'Albanie, à l'Ouest d'une ligne joignant Skodra à Elbasani, et à Permeti (à proximité de la frontière grecque), et réapparaît en Albanie orientale au niveau des fenêtres tectoniques de Peshkopia (Collaku & al., 1990).

L'unité la plus occidentale (Sazani) est caractérisée (Figure 1-7) par une succession de plate-forme néritique du Trias supérieur à l'Oligocène, et par un complexe d'avant-fosse du Miocène inférieur au Pliocène, qui remanie essentiellement des faciès carbonatés ; elle est déformée par de larges anticlinaux de rampe, avec un déplacement vers l'Ouest (Figure 1-8) (Fraseri & al., 1996 ; Cavazza & al., 2004) ; cette unité est corrélée au domaine de plate-forme carbonatée Pre-Apulienne (Meço & Aliaj, 2000 ; Robertson & Shallo, 2000 ; Kiliass & al., 2001 ; Cavazza & al., 2004).

La zone Ionienne (Figures 1-7 et 1-8) constitue un "thin-skinned fold-and-thrust-belt", charrié sur l'unité Pre-Apulienne par l'intermédiaire d'un niveau évaporitique, qui fonctionne en décollement basal (ISPGJ-IGJN, 1982, 1985, 2003 ; Fraseri & al., 1996 ; Kiliass & al., 2001 ; Cavazza & al., 2004).

La colonne stratigraphique (Figure 1-7) débute par une séquence évaporitique Permo-Triasique ; elle se poursuit par une plate-forme carbonatée du Trias supérieur au Lias moyen.

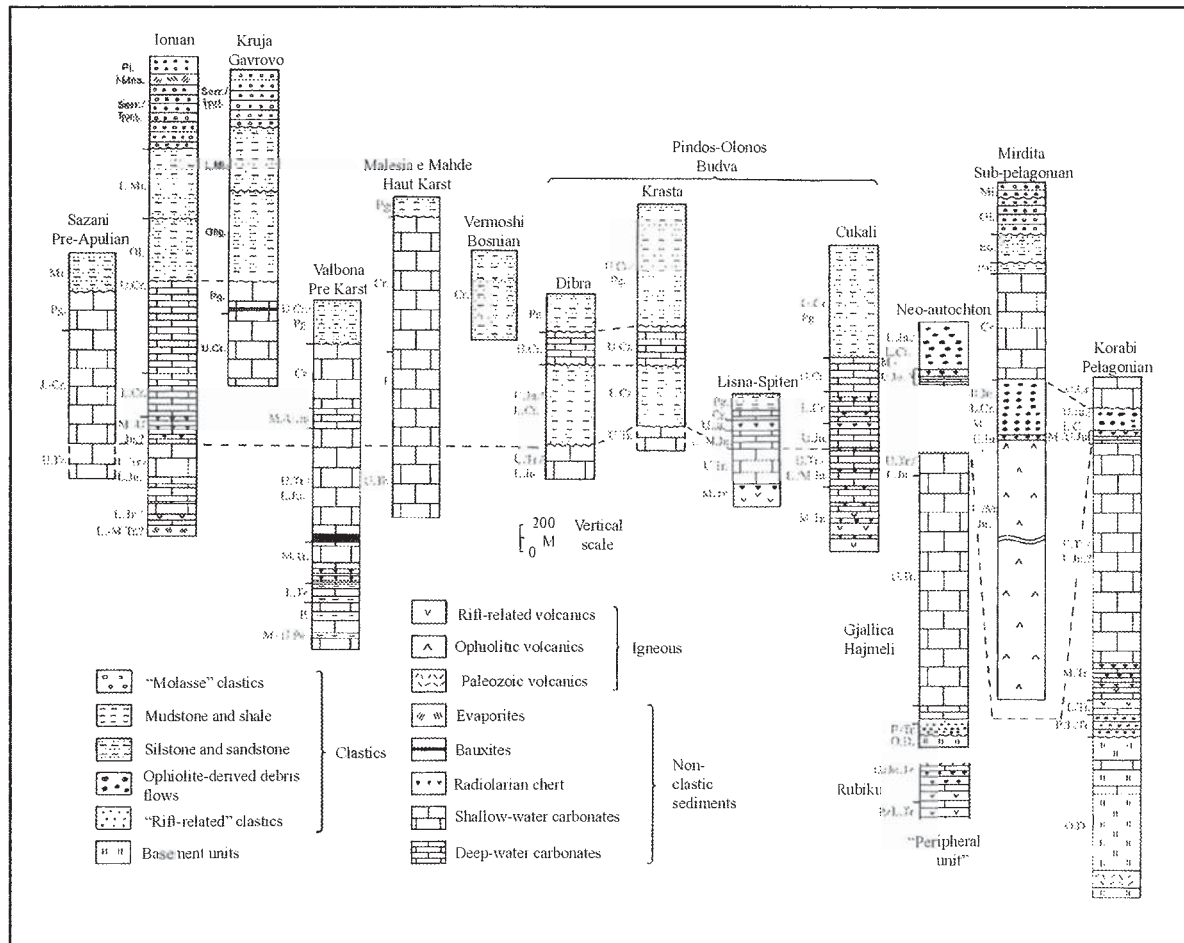


FIG. 1-7- Profils stratigraphiques.
(Modifié d'après Robertson & Shallo, 2000)

Elle se poursuit par un ensemble pélagique du Dogger à l'Eocène supérieur, et se termine par un complexe d'avant-fosse de l'Oligo-Miocène, remaniant principalement des faciès carbonatés. Ce complexe présente une nette progradation vers l'Ouest, soulignée par des discordances progressives (Figure 1-8). La structuration (plis et chevauchement) s'est produite pendant le Miocène, atteignant les unités les plus externes au cours du Messinien.

D'après Collaku & *al.* (1990), les diapirs apparaissant en fenêtre tectonique dans la région de Peshkopia (Figures 1-3 et 1-4) représentent la prolongation vers l'Est de la zone Ionienne, qui réapparaît en fenêtre à près de 60 Km à l'Est du chevauchement de Kruja.

La zone Ionienne est chevauchée par la nappe de Kruja, qui correspond à la nappe de Gavrovo en Grèce, et aux unités Dalmates des Dinarides (Meço & Aliaj, 2000 ; Robertson & Shallo, 2000).

En Albanie, ce domaine de Kruja est caractérisé par une plate-forme carbonatée du Crétacé moyen-supérieur (Figure 1-7), suivie d'une série pélagique calc-schisteuse du Crétacé supérieur-Paléocène, puis d'une épaisse (jusqu'à 5 Km) formation turbiditique de l'Eocène supérieur-Miocène.

La déformation y est datée du Miocène moyen. La fenêtre tectonique de Peshkopia montre des écaillés d'une formation turbiditique identique (Figures 1-3 et 1-4) (Collaku & *al.*, 1990 ; ISPGJ-IGJN, 2003). L'unité de Kruja est elle-même chevauchée par

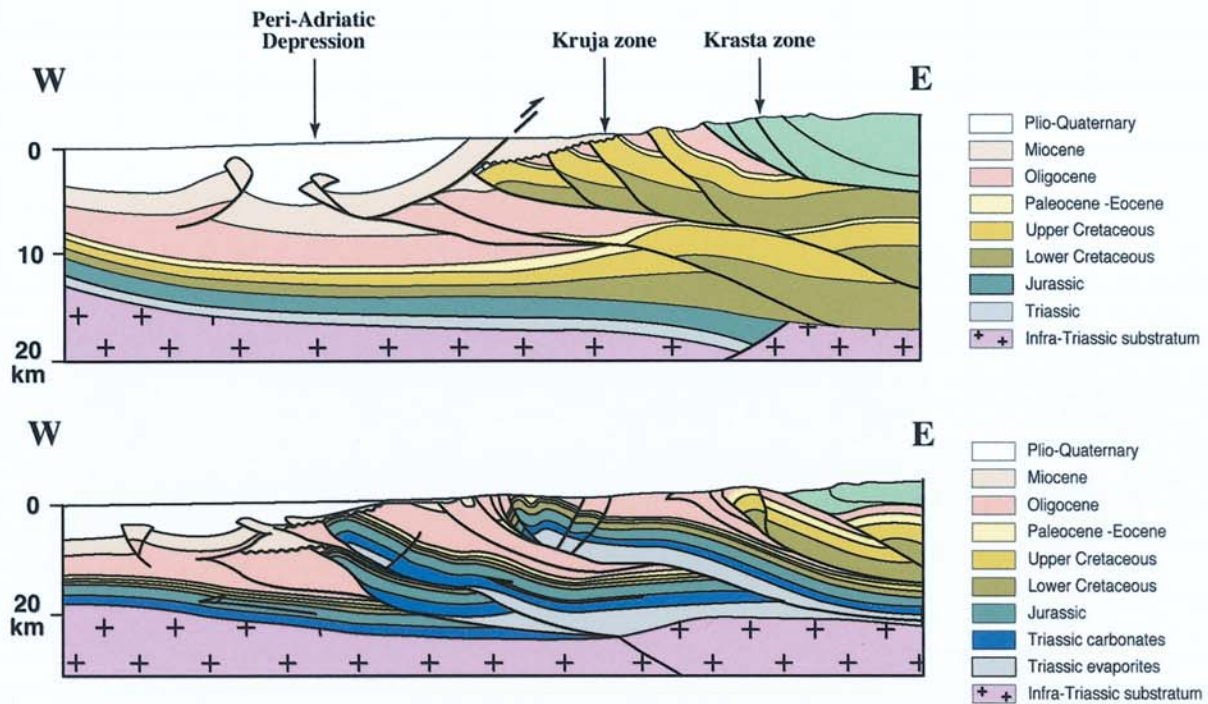


FIG. 1-8- Coupes des Albanides externes.
(D'après Roure & al., 2004).

la nappe du Pinde (Figures 1-3 et 1-4) (Zone de Krasta en Albanie, représentée (Figure 1-7) par une formation turbiditique grés-argileuse Crétacée, suivie par un Crétacé supérieur calc-schisteux pélagique à faciès scaglia, et recouverte par une série turbiditique gréseuse du Maastrichtien-Eocène : le flysch du Pinde (Meço & Aliaj, 2000 ; Robertson & Shallo, 2000).

Au Nord de l'Albanie, le flysch Maastrichtien-Eocène recouvre une mince séquence pélagique, constituée de radiolarites, cherts et carbonates, d'âge Trias moyen à Crétacé supérieur (Zone de Cukali, Meço & Aliaj, 2000).

2-2. La zone centrale d'Albanie

Elle montre une structure très complexe (Figures 1-3, 1-4 et 1-7). Au Nord de la ligne Shkodra-Pec, orientée SW-NE, les Alpes Albanaises représentent la prolongation méridionale des nappes Dinariques (Meço & Aliaj, 2000). La nappe inférieure (Malesia e Madhe = Haut Karst) montre (Figure 1-7), à sa base, une formation terrigène du Permien-Trias moyen (Verrucano), suivie d'une épaisse série de carbonates

de plate-forme du Trias moyen au Crétacé, puis d'un flysch du Paléocène-Eocène inférieur. La seconde unité (Valbona = Pre-Karst) présente (Figure 1-7) une série similaire jusqu'au Jurassique supérieur (Permo-Trias à faciès Verrucano suivi d'une plate-forme carbonatée), mais suivie, ici, par des alternances turbiditiques et pélagiques du Kimmeridgien-Crétacé, et couronnée par un flysch Maastrichtien.

La troisième unité (Vermoshi = Bosniaque) montre (Figure 1-7) un flysch Tithonien-Valanginien intensément plissé. Tout cet ensemble est charrié sur la zone de Cukali (nappe du Pinde).

Au Sud de la ligne Shkodra-Pec, le domaine de Mirdita (Figures 1-3, 1-4 et 1-7) est caractérisé par une importante masse ophiolitique (Mirdita ophiolite), dépassant 13 km d'épaisseur dans le massif de Tropoja (Llangora & Bushati, 1990), et qui représente le plus vaste complexe ophiolitique Européen.

Tout l'ensemble de la Mirdita est charrié sur la nappe du Pinde. Mais entre les unités ophiolitiques et la nappe du Pinde (Krasta) existe un complexe tectonique très déformé, diversement interprété (et dénommé) : peripheral complex de Robertson & Shallo (2000) Hajmeli, Querreti-Miliska et Gjallica de Kodra & al. (1993), et de Meço & Aliaj (2000).

Ce complexe tectonique peut être subdivisé en trois unités principales (Figure 1-7 et 1-9). L'unité inférieure (Figure 1-9) est caractérisée par une épaisse séquence de plate-forme carbonatée Triasique (Hajmeli à l'Ouest de la Mirdita et Gjallica à l'Est, d'après Kodra & *al.*, 1993) ; nous considérons ces unités comme appartenant au domaine Pélagonien (Zone de Korabi).

Sur ce complexe de plate-forme carbonatée repose un ensemble charrié, constitué d'une séquence volcanique, volcano-détritique et pélagique (calcaires et cherts), très bien datée en différents endroits par des microfaunes de Radiolaires et de Conodontes (Kodra & *al.*, 1993; Meço & Aliaj, 2000) ; nous désignons ce complexe sous le nom de nappe de Rubik. Il apparaît non seulement sur les deux bordures de la nappe ophiolitique de Mirdita (Rubik, Mirake sur la bordure Ouest, Gjegjan sur la bordure Est), mais aussi en fenêtre tectonique sous la pile ophiolitique (Fushe Arresi, Blinishti-Reps) et, très souvent, des gisements importants de Cuivre sont associés aux laves alcalines Triasiques (Gjegjan, Rubik, Reps). Ce complexe est intensément déformé et découpé en multiples écailles minces (Figure 1-10).

Le complexe de Rubik est à son tour chevauché par une mince unité métamorphique, qui constitue

la semelle amphibolitique de la nappe ophiolitique, très bien datée du Jurassique moyen par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Dimo, 1997 ; Dimo-Lahitte & *al.*, 2001).

Des observations détaillées, au niveau de Mirake, montrent que cette unité se développe aux dépens du complexe de Rubik. Il s'agit en fait d'écailles supérieures du complexe de Rubik, métamorphisées sous faciès amphibolite (Figure 1-10).

Le troisième ensemble est constitué par les ophiolites. Le complexe ophiolitique de Mirdita est lui-même subdivisé en deux ceintures, la ceinture occidentale (WOM = Western Ophiolite Mirdita) et la ceinture orientale (EOM = Eastern Ophiolite Mirdita) (Shallo & *al.*, 1987 ; Beccaluva & *al.*, 1994 ; Tashko, 1996).

Les contacts entre ces deux ceintures sont essentiellement tectoniques. Toutefois Bebien & *al.* (1998) ont mentionné une possible continuité entre les deux ceintures. WOM est caractérisée par une séquence mantellique lherzolitique, suivie par une mince séquence gabbroïque troctolitique, puis par des pillow lavas de type N-MORB (Beccaluva & *al.*, 1994 ; Tashko, 1996 ; Robertson & Shallo, 2000) ; des sédiments océaniques ont fourni un âge Bathonien pour cet ensemble (Marcucci & *al.*, 1994).

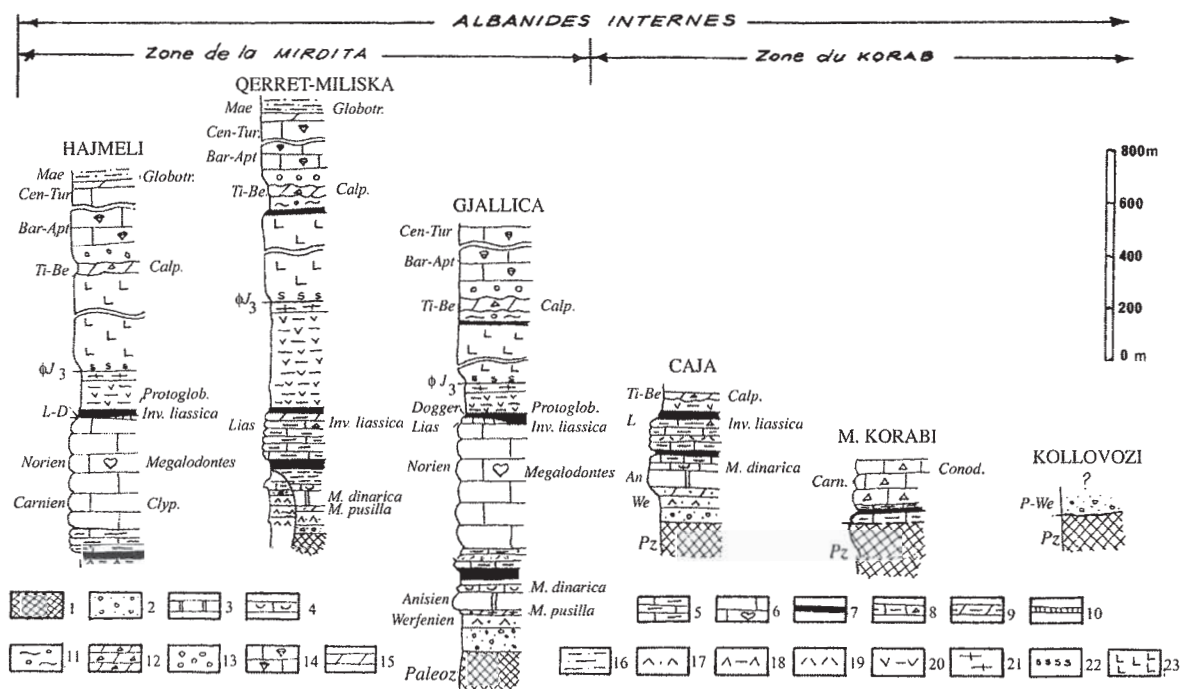
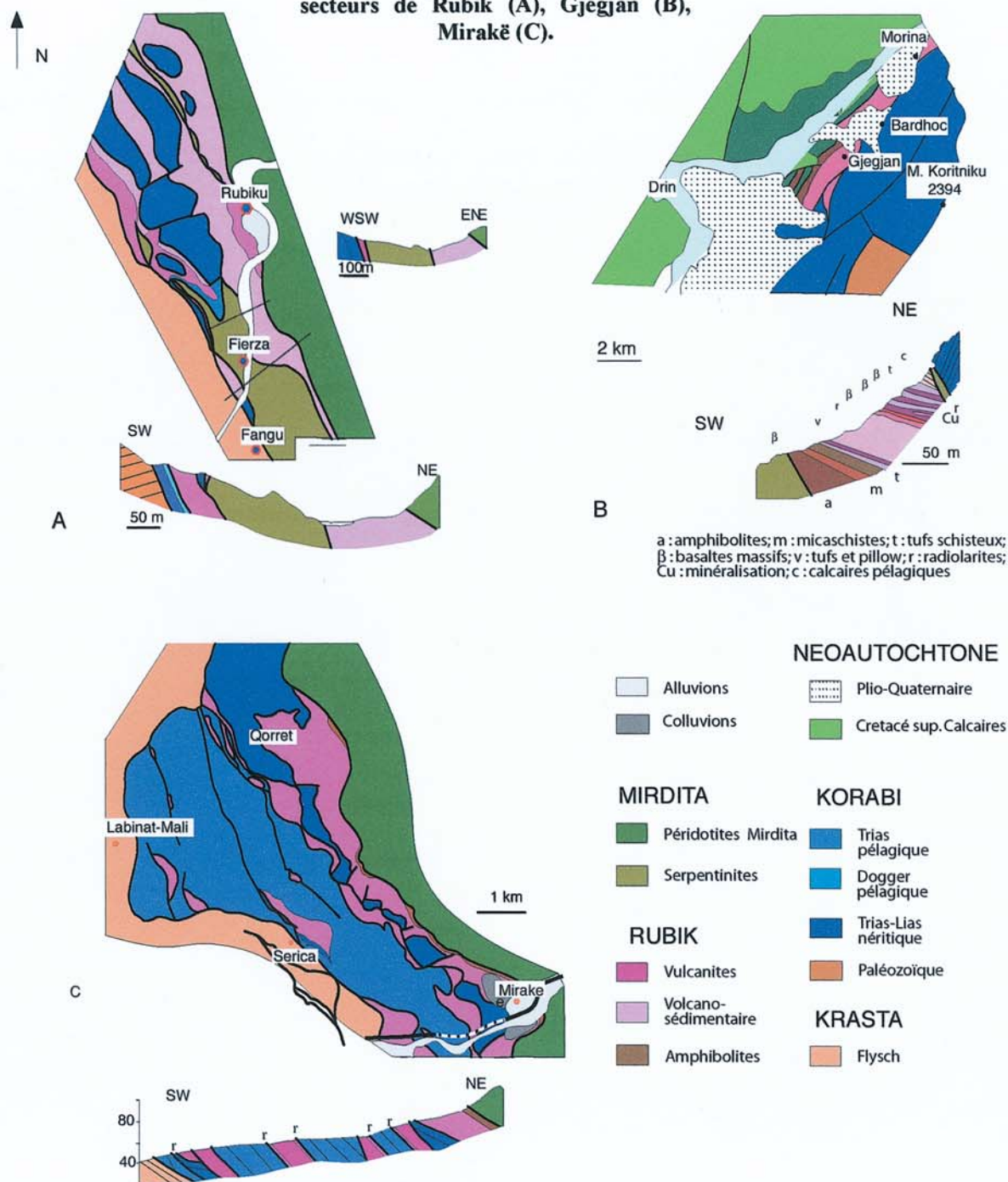


FIG. 1-9- Colonne lithostratigraphiques synthétiques des Albanides Internes.

1 : schistes, 2 : conglomérats et grès, 3 dolomies, 4 : calcaires oolithiques, 5 : calcaires siliceux, 6 : calcaires à mégalodontes, 7 : radiolarites, 8 calcaires siliceux bréchiques, 9 : calcaires marneux, 10 : calcaires condensés, 11 : schistes à blocs, 12 : grès et marnes, 13 : conglomérats, 14 : calcaires à rudistes, 15 : marnes, 16 : flysch, 17 : volcanites, 18 : formation volcano-sédimentaire triasique, 19 : tuffites, 20 : formation volcano-sédimentaire jurassique, 21 : amphibolites, 22 : serpentinites, 23 : ophiolites.

(D'après Kodra & *al.*, 1993).

FIG. 1-10- Carte géologique et coupes : secteurs de Rubik (A), Gjegjan (B), Mirakë (C).



EOM est plus épaisse, et caractérisée par une séquence mantellique harzburgitique, un ensemble plutonique gabbronoritique bien développé, un complexe filonien également bien développé, et un ensemble extrusif de boninites à caractère de IAT (Shallo & al., 1995; Tashko, 1996; Bebien & al. 1998; Robertson & Shallo, 2000); des sédiments océaniques ont fourni des âges allant du Bathonien supérieur au Callovien moyen pour cet ensemble (Marcucci & al., 1994).

Comme le démontre l'âge de la semelle tectonique amphibolitique, les nappes ophiolitiques de Mirdita ont été charriées durant le Jurassique moyen (Dimo, 1997; Dimo-Lahitte & al., 2001), donc très peu après leur mise en place magmatique. Après leur mise en place tectonique, les ophiolites ont été soumises à l'érosion; celle-ci est bien caractérisée par une intense latéritisation de l'EOM, allant jusqu'à l'individualisation de gisements de Nickel;

dans l'unité WOM, on observe une discordance régionale à la base des sédiments post-obduction (ISPGJ-IGJN, 1982, 1985, 2003).

Les sédiments post-obduction sont constitués par un ensemble chaotique, remaniant les unités internes et les ophiolites ; cependant les éléments remaniés ophiolitiques sont assez rares, sans doute à cause des conditions climatiques sous lesquelles s'est effectuée l'érosion ayant entraîné la latéritisation de l'EOM. La séquence chaotique est surmontée par des turbidites du Tithonien-Crétacé basal (ISPGJ-IGJN 1982, 1985, 2003), puis par des calcaires déposés à faible profondeur de l'Hauterivien-Barrémien et du Crétacé supérieur (ISPGJ-IGJN, 1982 ; Peza, 1985; Shallo, 1990).

2-3. Le complexe interne oriental

Au Nord de la ligne Shkodra-Peç (Figures 1-3 et 1-7), ce complexe est constitué par la Zone de Gashi. Elle est caractérisée par un Siluro-Dévonien terrigène, traversé par le très grand massif granodioritique de Trokuzi, et surmonté par une succession éruptive de dacites et andésites avec intercalations calcaires, datée du Permien supérieur-Trias inférieur ; la série se termine par des conglomérats du Verrucano (Meço, 1991; Meço & Aliaj, 2000) ; cette unité est corrélée avec la nappe de Durmitor du Montenegro (Meço & Aliaj, 2000).

Au Sud de la ligne Shkodra-Peç (Figures 1-3 et 1-7), le complexe interne correspond à la zone de Korabi, corrélée avec la zone de Golja des Dinarides, ou la zone de Drina de l'ancienne Yougoslavie (Robertson & Shallo, 2000), et avec la zone Pelagonienne des Hellenides. Une intense déformation affecte ce domaine, qui est découpé en multiples écaillés et nappes. La série stratigraphique reconstituée, comporte, à la base une succession de quartzites, shales avec de rares lits carbonatés, et des intercalations volcaniques ; il est daté paléontologiquement de l'Ordovicien au Dévonien (Melo, 1970 ; Meço, 1988, 1991; Meço & Aliaj, 2000).

Ces séquences ont subi un métamorphisme de bas degré et ont été traversées par des roches volcaniques, des monzosyenites et des lamprophyres, datées par la méthode K/Ar, respectivement à 373 ± 50.7 Ma, 294 ± 47.04 Ma et 241 ± 28.9 Ma (Shallo, 1992).

Cet ensemble est recouvert en discordance par une séquence de grès et conglomérats à faciès Verrucano, elle-même faiblement métamorphisée. Au-dessus vient un ensemble volcano-détritique calc-

alcalin du Trias inférieur-moyen, puis une série de carbonates de plate-forme du Trias moyen-Jurassique inférieur.

Cette séquence de carbonates de plate-forme Triasico-Liasique est absolument identique à la séquence carbonatée de Gjallica, qui constitue l'unité tectonique inférieure du complexe de Mirdita sous l'EOM ; c'est pourquoi en accord avec Kiliyas & al. (2001), nous interprétons l'unité de Gjallica comme représentant l'une des nappes supérieures de la Zone de Korabi, et par voie de conséquence nous adoptons la même interprétation pour l'unité de Hajmeli, située sous la WOM.

La séquence de plate-forme est recouverte par un ensemble pélagique, allant du Lias supérieur au Jurassique supérieur (Shallo, 1992). Une surface d'érosion tronque la séquence Mésozoïque, qui contient parfois quelques poches de bauxite. En transgression sur cette surface d'érosion vient un ensemble chaotique et turbiditique, qui remanie les ophiolites et leur substratum tectonique (en particulier l'unité de Rubik) ; cet ensemble est daté par micropaléontologie du Tithonien-Crétacé basal (Shallo, 1992). La série se poursuit par des faciès carbonatés de faible profondeur du Barrémien-Albien, qui sont eux-mêmes localement recouverts en transgression par des turbidites terrigènes du Paléocène. L'ensemble chaotique et carbonaté Tithonien-Crétacé, ainsi que les calcaires, sont absolument identiques à ceux qui reposent en discordance sur les ophiolites de Mirdita.

3. LES BASSINS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES DES ZONES CENTRALE ET INTERNE

Les unités du domaine interne, et de la Mirdita, sont recoupées par des bassins sédimentaires récents, Tertiaires et Quaternaires (Figure 1-1 et 1-3) qui appartiennent à deux systèmes.

3-1. Le bassin Albano-Thessalien

La dépression Albano-Thessalienne orientée NNW-SSE (Figures 1-1 et 1-3) recoupe à la fois la Zone de Korabi et la Mirdita. Elle comporte des séquences clastiques, d'abord marines, à caractère côtier, puis continentales, dont l'âge va de l'Eocène supérieur au Tortonien. Elle représente la continuation en Albanie du "sillon Meso-Hellenique" de Grèce septentrionale, interprété comme un bassin transporté, développé à l'arrière du front compressif lors de la structuration des zones externes ("External Fold-and-Thrust-Belt") (Ferrière & al., 2004).

3-2. Les grabens Néogène-Quaternaire

Un système de grabens, orientés N-S, recoupe l'ensemble des structures (Korabi, Mirdita et bassin Albano-Thessalien), depuis Korca jusqu'au lac de Progradec, et se continue jusqu'en Macédoine (Figure 1-3). D'après Tagari & al. (1993), les failles ont été activées en plusieurs épisodes : extension SE-NW au Tortonien supérieur, compression ENE-WSW au Pliocène inférieur, extension E-W au Pliocène supérieur, transpression E-W au Pleistocène inférieur et enfin extension SE-NW à E-W au Quaternaire récent (Fig. 1-11).

4. EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'ALBANIE

Il existe un consensus général pour considérer que la structure globale de l'Albanie s'explique par un système de plis et chevauchements transportés vers l'Ouest de ("Westward transported Fold-and-Thrust-belt") ; en revanche une controverse existe concernant la structure profonde de l'ensemble ophiolitique.

Le complexe ophiolitique est considéré : soit comme une nappe complètement déracinée et à très fort déplacement, provenant de la zone de Vardar (Collaku & al., 1990), soit au contraire comme un ensemble enraciné et chevauchant sur ses deux flancs (Kodra & al., 1993), soit encore comme un système déformé en deux temps et modérément déplacé (Robertson & Shallo, 2000).

Pour Collaku & al. (1990), l'existence de la fenêtre tectonique de Peshkopia implique l'allochtonie des ophiolites, qui doivent provenir d'une zone située plus à l'Est, en l'occurrence la zone du Vardar ; ce raisonnement, établi sur une transversale passant par Peshkopia, est étendu à l'ensemble des massifs ophiolitiques albanais, qu'ils soient situés à l'Est ou à l'Ouest de la fenêtre de Peshkopia.

Pour Kodra & al. (1993), l'épaisseur de l'ophiolite à Tropoja (13 Km) est incompatible avec le fait que ce massif ne soit pas enraciné, et, il existe des indices cinématiques indiquant un déplacement en faille inverse sur les deux flancs de l'ophiolite, et orientés vers l'Ouest sur le flanc Ouest, et vers l'Est sur le flanc Est.

Pour Robertson & Shallo (2000), il existe d'importantes différences de nature pétrologique et géochimique entre la WOM, qui représente une ancienne ride océanique, et l'EOM, qui représente une ophiolite supra-subduction. La mise en place s'est effectuée en deux temps, suivant deux mécanismes différents : une subduction Jurassique vers l'Est a été

suivie d'un transport modéré vers l'Ouest durant la collision du début du Tertiaire.

Pour nous, la structure de l'Albanie résulte effectivement de plusieurs épisodes de déformation distants dans le temps. Un épisode majeur se caractérise par l'obduction des ophiolites ; il est bien daté du Jurassique moyen, d'une part par les résultats de géochronologie (Dimo, 1997 ; Dimo-Lahitte & al., 2001), et d'autre part grâce aux sédiments et fossiles des zones internes (ISPGJ-IGJN, 1982, 1985, 2003 ; Shallo, 1992 ; Kodra & al., 1993 ; Robertson & Shallo, 2000). Lors de cet épisode, les ophiolites ont été charriées par dessus le complexe de Rubik, qui a été localement métamorphisé (semelle métamorphique), et l'ensemble a été charrié sur le domaine de Korabi. Des données cinématiques mesurées dans l'ophiolite (Tashko & al., 1996 ; Robertson & Shallo, 2000), et dans la semelle métamorphique (Dimo, 1997 ; Dimo-Lahitte & al., 2001), suggèrent un transport vers le Nord-Est (dans le référentiel actuel). Cependant ceci n'explique pas la présence d'un magmatisme calc-alcalin dans le Trias les zones de Korabi et de Gashi, qui devrait résulter d'un système de subduction à plongement Nord ou Nord-Est, sous les zones de Korabi et de Gashi, et qui pourrait caractériser un régime plus ancien.

Un second épisode majeur bien caractérisé se traduit par la mise en place du système de plis et chevauchements des zones externes ("Fold-and-Thrust-Belt"). Il consiste en un transport tectonique vers l'Ouest, débutant à l'Eocène par la mise en place des nappes pélagoniennes (Korabi) et de la nappe du Pinde (Krasta-Cukali), et affectant progressivement, au cours du Tertiaire, des unités de plus en plus externes. Dans ce cadre, le complexe interne déjà structuré, constitué de la superposition des ophiolites de Mirdita et du complexe de Rubik sur le sommital de Korabi, a été transporté plus ou moins passivement sur le dos de la nappe du Pinde, au tout début de l'épisode, entraînant le complet déracinement des ophiolites (Figure 1-4A, B).

Le système de plis et chevauchements des zones externes ("Fold-and-Thrust-Belt") est constitué des nappes du Pinde (Krasta-Cukali), de Kruja (Gavrovo), des unités Ioniennes et Pré-Apuliennes (Sazani), ainsi que des unités des Alpes Albanaises.

Il se caractérise par la propagation vers l'extérieur (l'Ouest) d'un bassin flexural qui reçoit les produits du démantèlement de reliefs, mis en place dans le domaine interne.

Le premier indice de l'existence de ce bassin flexural est constitué par le flysch du Pinde (Maastrichtien-Eocène).

Le substratum Pindique est bien identifié en Albanie dans la sous-unité Cukali, où il revêt le caractère de sédiments océaniques. Dans la sous-unité Krasta, dont le substratum ante Crétacé supérieur n'est pas connu, on observe quelques écailles de serpentine au contact supérieur avec les carbonates pélagoniens de l'unité Hajmeli. Il est donc logique de considérer que le substratum de l'unité pindique correspondait à une croûte mince qui est entrée en subduction sous un domaine interne déjà fortement structuré, l'obduction des ophiolites ayant eu lieu au Jurassique. Le remplissage du bassin flexural débute au Maastrichtien, et cesse à l'Eocène supérieur, lorsque le domaine Pindique est incorporé au prisme tectonique.

L'unité de Kruja (Gavrovo), principalement constituée par une plate-forme carbonatée, montre un approfondissement dès le Crétacé terminal. Son substratum n'est pas connu, car elle est cisillée à la base de la séquence carbonatée (Trias supérieur). Elle sert de substratum à un bassin flexural qui se développe de l'Eocène supérieur au Miocène. Elle est mise en place sur le domaine Ionien au cours du Miocène inférieur.

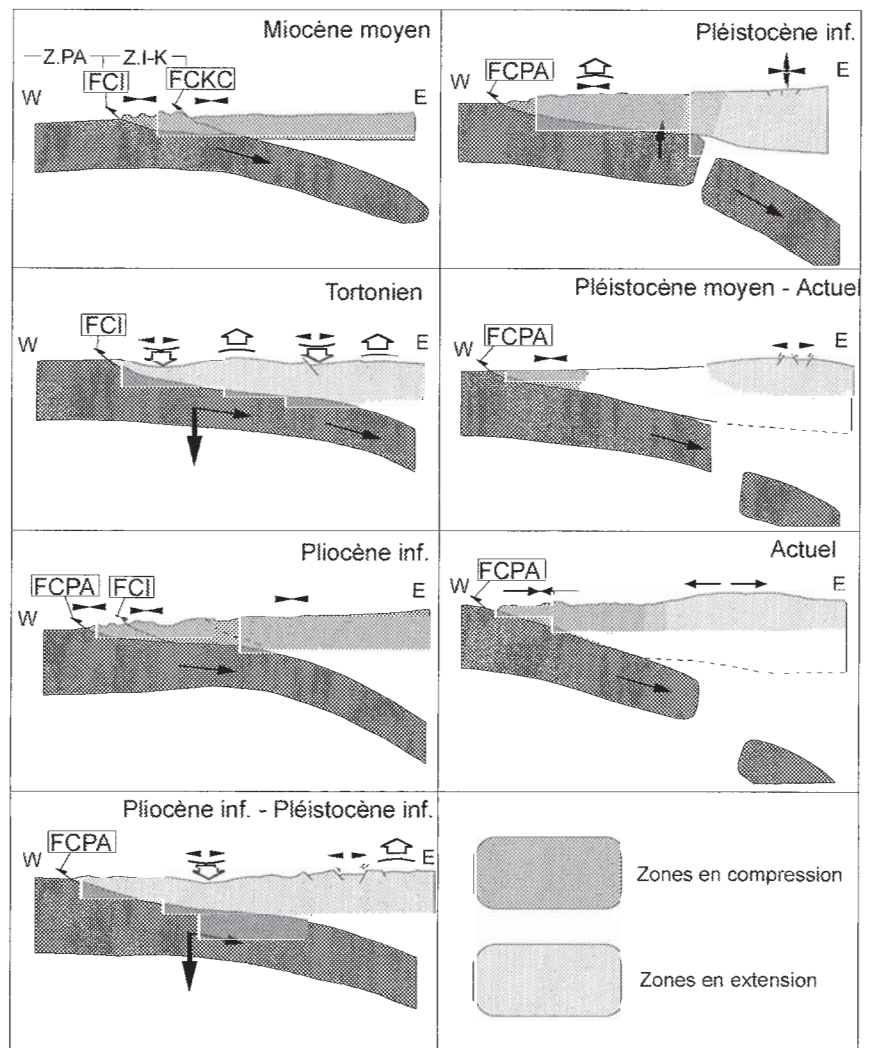
Les séquences du Miocène moyen-supérieur s'y déposent alors dans un bassin transporté. La subduction du domaine de Kruja s'est donc produite entre l'Eocène supérieur et le Miocène inférieur.

Le domaine Ionien est caractérisé par une séquence essentiellement pélagique. Son substratum est également inconnu dans la mesure où un cisaillement situé au niveau des évaporites triasiques tronque la série à sa base. Ce domaine est devenu le substratum d'un bassin flexural à partir de l'Oligocène. En Albanie, de nombreuses données pétrolières montrent très nettement des discordances progressives, qui indiquent la progradation du bassin en direction de l'Ouest, jusqu'à ce que l'ensemble du domaine soit structuré et incorporé au prisme tectonique, en venant chevaucher l'unité Pre-Apulienne de Sazani à la fin du Miocène et au début du Pliocène Frasheri & al., 1996; Roure & al., 2004). Simultanément des bassins intra-montagneux transportés se mettent en place, dans l'intérieur de la chaîne comme le Bassin Albano-Thessalien. Ainsi l'ensemble de la structure s'explique par la subduction progressive, durant le Tertiaire, des unités de bordure du domaine Apulien sous les zones internes.

Dans les zones internes, un régime en extension se met en place au cours du Pliocène, après un premier épisode au Tortonien, (Fig. 1-11). Il a été mis en relation avec une rupture de slab (Tagari & al., 1993), explication incompatible avec la continuité de la lithosphère plongeante observée en tomographie (Fig. 1-4), ou avec un début de réamincissement de croûte épaisse (Dumurdzanov & al. 2005).

FIG. 1-11-
Episodes et régimes de déformation Néogène-Quaternaire dans les bassins internes.

Z. I-K, zones de Kruja et Jonienne ; Z. PA, zone Préapulienne (Sazani) ; FCKC, front de chevauchement de Krasta-Cukali ; FCI, front de chevauchement ionien ; FCPA, front de chevauchement préapulien.
D'après Tagari & al., 1993



CHAPITRE 2 METHODE DES TRACES DE FISSION

1. INTRODUCTION

L'analyse par traces de fission (TF) permet de reconstruire l'histoire thermique de basse température des roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires. C'est pourquoi elle est de plus en plus utilisée par la communauté géologique. A partir de la reconstitution de l'histoire thermique ainsi obtenue, il devient possible d'estimer les taux de dénudation dans les ceintures orogéniques, les marges en extension, ainsi que dans les zones continentales stables (e.g. Green & al., 1989 ; Gallagher & al., 1994; Fitzgerald & al., 1995 ; Carter, 1999; Zarki-Jakni & al., 2004). Il est possible de reconstituer l'évolution des bassins sédimentaires, en particulier les conditions qui contrôlent la genèse d'hydrocarbures (Naeser & al., 1989 ; Green & al., 1989a ; Naeser, 1993 ; Giles & Indrelid, 1998 ; Armstrong, 2005), ou d'effectuer la datation des minéralisations et minerais (McInnes & al., 2005), et de connaître l'âge absolu de dépôts volcaniques.

La méthode par TF est fondée sur le fait que des dommages du réseau cristallin résultant de la fission spontanée de l'Uranium 238 s'accumulent dans les minéraux riches en Uranium (apatite, zircon, titanite), ou dans des verres volcaniques (Price & Walker, 1963 ; Fleischer & al., 1975). L'estimation de l'âge s'effectue en déterminant la densité des traces dans ces minéraux, ainsi que leurs teneurs en U.

En se basant sur le fait qu'à haute température les traces de fission sont détruites partiellement (« recuites ») ou effacées totalement (processus qui peut être contraint par la mesure des longueurs de traces), des modèles cinétiques ont été proposés pour le cas de l'apatite (e.g. Naeser, 1979 ; Gleadow & al., 1986 ; Green & al., 1989a,b ; Carlson, 1990 ; Corrigan, 1991 ; Crowley & al., 1991 ; Ketcham & al., 1999).

Les études effectuées ont montré, que la température à laquelle les traces de fission s'effacent totalement, est influencée par la variation de la composition chimique, principalement par la teneur en Cl (Green & al., 1985 ; Crowley & al., 1991 ; Carlson & al., 1999 ; Barbarand & al., 2003b) et l'anisotropie cristallographique de l'apatite (Donelick & al., 1999 ; Carlson & al., 1999 ; Ketcham & al., 1999). Toutes les traces de fission sont effacées totalement vers

~120°C et partiellement entre ~60°C et ~110°C ; ce domaine de température est appelé zone de rétention partielle (PAZ) (Gleadow & al., 1986 ; Green & al., 1989a). Au-dessous de 60°C, les traces de fission sont stables et l'influence de la température est minimale (Fitzgerald & Gleadow, 1990). Le contrôle quantitatif de la cinétique d'effacement partiel des traces permet d'utiliser l'ensemble des âges apparents et les longueurs de traces confinés de l'apatite, pour contraindre l'évolution thermique entre ~60-110°C des roches, en utilisant des approches ou des modèles d'inversion stochastique (e.g. Lutz & Omar, 1991 ; Corrigan, 1991 ; Gallagher, 1995 ; Ketcham & al., 2000 ; Ketcham, 2005).

Pour le zircon, la ZRP se situe entre 200 et 250 °C, et très souvent 90 % des traces sont conservées à ~240 °C (Brandon & Vance, 1992 ; Brandon & al., 1998 ; Bernet & al., 2002). Le recuit des traces de fission du zircon pendant un réchauffement est fonction des dommages alpha présentés par le cristal. Les zircons très endommagés seront recuits à plus basse température que les zircons indemnes; ces derniers se verront recuits à des températures > 250 °C, en fonction de la durée du réchauffement.

Ce chapitre est consacré à une présentation rapide de la méthode, pour laquelle on trouvera une explication détaillée dans Wagner & Van den Haute (1992), Gallagher & al. (1998), Tagami & al (2005), Donelick & al. (2005).

2. LA DATATION PAR TRACES DE FISSION

2-1. Principe de datation

La datation par traces de fission est basée sur la fission spontanée de l'Uranium 238 : chaque fission crée dans les minéraux un dommage plus ou moins permanent.

L'isotope 238 de l'Uranium, présent dans la nature à 99,3%, se désintègre par émission d'une particule alpha ou par fission spontanée. On compte environ deux millions de désintégrations alpha pour une fission spontanée, qui représente donc un mode mineur de désintégration de ^{238}U .

L'isotope 235 de l'Uranium (0,7%) se désintègre aussi par émission alpha et par fission spontanée. Mais étant donné sa faible abondance isotopique et sa période de désintégration par fission

spontanée, supérieure à celle de son congénère ^{238}U , sa contribution aux traces de fission spontanée est négligeable ($<1/10.000$ de celles de ^{238}U). En revanche cet isotope possède une propriété importante pour la datation par traces de fission : il est le seul qui fissionne par capture de neutrons thermiques.

La fission d'un atome d'Uranium libère deux ions fils dits «fragments de fission», quelques neutrons et une énergie d'environ 200 MeV. Celle-ci est principalement diffusée sous forme d'énergie cinétique communiquée aux fragments de fission qui sont éjectés selon des directions opposées.

Les détecteurs solides non conducteurs, ou semi-conducteurs de grande résistivité, comme la

plupart des minéraux, les verres et les plastiques, sont capables d'enregistrer le passage de ces fragments de fission.

Lorsque le phénomène se produit dans un minéral, il induit selon le modèle du «pic d'explosion ionique» (Fleischer & *al.*, 1965), une désorganisation locale du réseau cristallin par ionisation des atomes le long du trajet des produits de fission.

Des répulsions électrostatiques donnent naissance à une zone linéaire de défauts métastables déprimée en atomes, d'un diamètre inférieur à une centaine d'angströms et d'une longueur d'environ 15 à 25 μm selon les espèces minérales. Ce défaut constitue une trace latente (Figure 2-1).

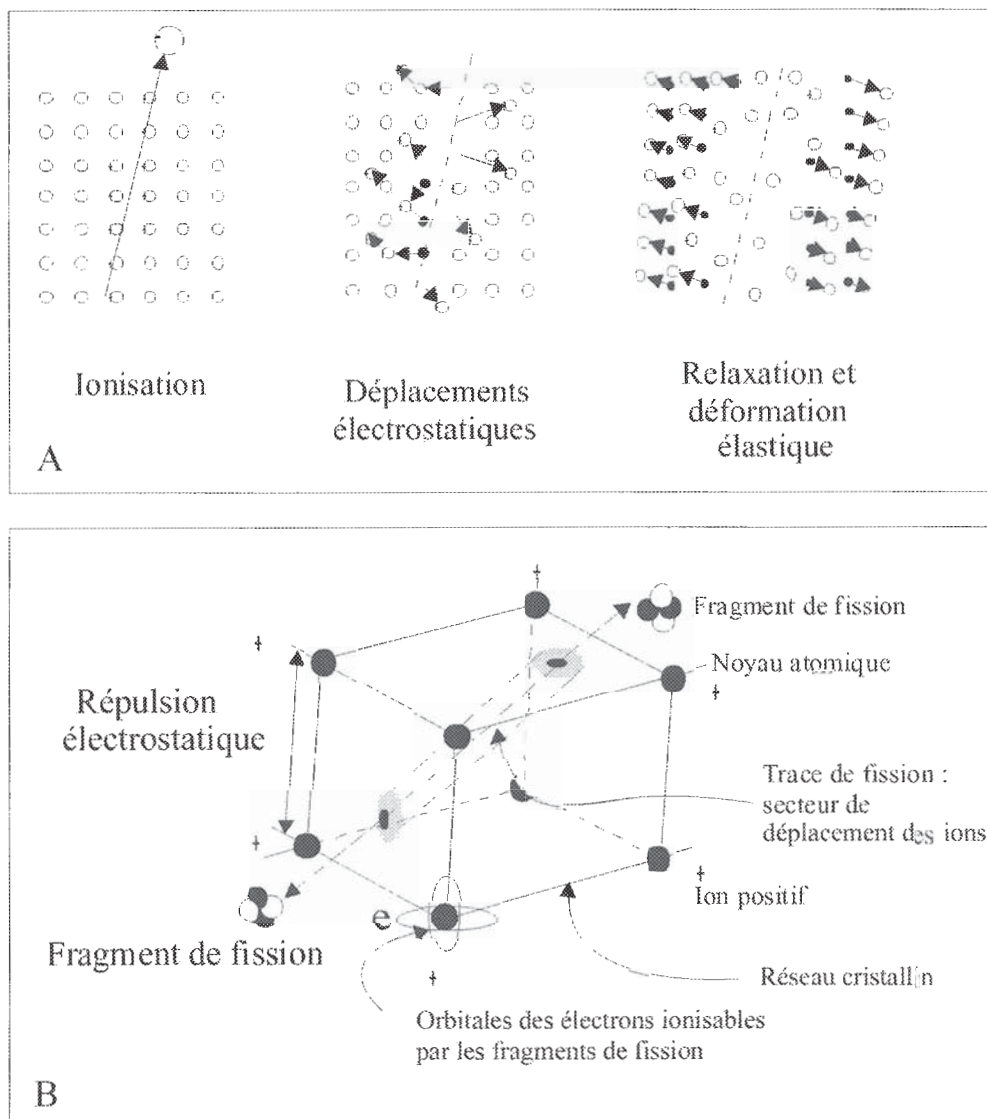


FIG 2-1- Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission.
A : Modèle du pic d'explosion ionique. Représentation 2D de la formation d'une trace latente.

(D'après Fleischer & *al.*, 1965).

B : Représentation 3D.

(Modifié d'après Walter, 1989).

Les traces latentes enregistrées dans le minéral ont un diamètre très faible. Pour les rendre visibles en microscopie optique, il est nécessaire de les élargir en utilisant une attaque chimique appropriée, afin d'obtenir des traces révélées. La révélation chimique est réalisée sur les traces recoupant une surface interne d'un minéral (des traces projetées), obtenue préalablement par polissage. Les traces de fission révélées présentent une morphologie très variable résultant du rapport entre la vitesse d'attaque des traces V_t et celle du minéral V_g (Fleischer & Price, 1963a, b) ; le rapport V_g/V_t , toujours inférieur à 1, caractérise la forme de la trace (Figure 2-2). Ainsi, les traces révélées en forme de « pointe de flèche »

sont le résultat d'un rapport V_g/V_t très faible, comme c'est le cas de l'apatite et du zircon, tandis que dans le cas où le rapport est plus élevé les traces sont elliptiques voire circulaires (cas des verres volcanique).

Dans les apatites et les zircons, les traces révélées (projetées) montrent une certaine anisotropie en relation avec leur orientation cristallographique. Ainsi, dans un plan parallèle à l'axe cristallographique C, on observe que les traces sont très fines parallèlement à C et se présentent sous la forme d'un V plus ouvert perpendiculairement à C. Cela est dû au fait que V_t est plus élevée parallèlement à C que perpendiculairement à cet axe cristallographique (Figure 2-3).

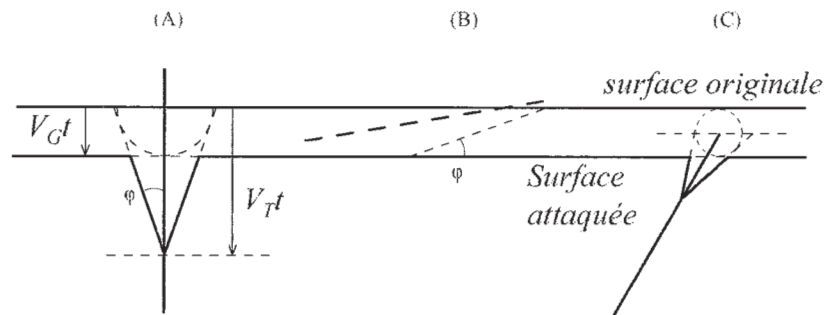


FIG. 2-2- (A) La forme d'une trace de fission révélée après attaque chimique dépend du rapport de la vitesse d'attaque des traces V_t et de celle du minéral V_g . (B) Les traces qui ont une faible inclinaison (moins que l'angle ϕ) par rapport à la surface d'attaque, ne sont pas observables au microscope optique. (C) De nouvelles traces, qui commencent au-dessous de la surface originale, vont apparaître après cette attaque.

(Fleischer & Price, 1963a,b, in Tagami & al., 2005)

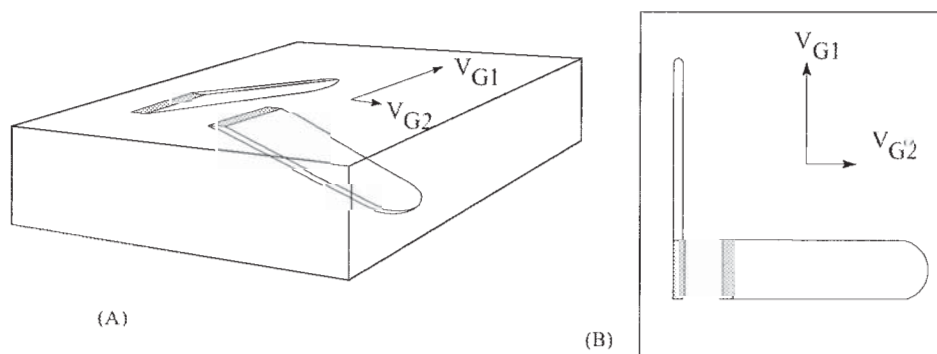


FIG 2-3- (A) Forme d'une trace de fission, après attaque chimique, dans des minéraux ayant une haute anisotropie en V_g .

(B) Projection de ces traces sur le plan d'observation.

Selon Gleadow (1981, in Tagami & al., 2005).

Pour l'apatite une attaque chimique sélective, réalisée avec de l'acide nitrique à 5 N pendant 20 secondes, à température de 20°C, suffit à rendre les traces visibles en microscopie optique (Figure 2-4a).

Pour les zircons (Figure 2-4b), on utilise une solution eutectique de NaOH-KOH à 220°C,

mais les traces peuvent présenter une importante disparité. Ainsi dans l'exemple présenté dans la Figure 2-5, alors que les premières traces sont révélées en 24 heures, dans un plan parallèle à l'axe C, il faut attendre 60 heures pour une révélation complète et isotrope.

A ce moment, on atteint la densité maximale révélabile de traces. Le nombre d'heures nécessaire pour atteindre une distribution angulaire uniforme est variable selon les zircons. Cette distribution angulaire constitue le critère permettant d'évaluer si le temps d'attaque est optimal (Zhai & Zhao, 1992).

Lorsque les traces sont bien révélées, selon toutes les orientations cristallographiques possibles, on n'observe plus d'anisotropie dans les longueurs des traces révélées (Masumoto 1992).

FIG. 2-4- Traces de fission dans l'apatite (a) et le zircon (b) après l'attaque chimique.

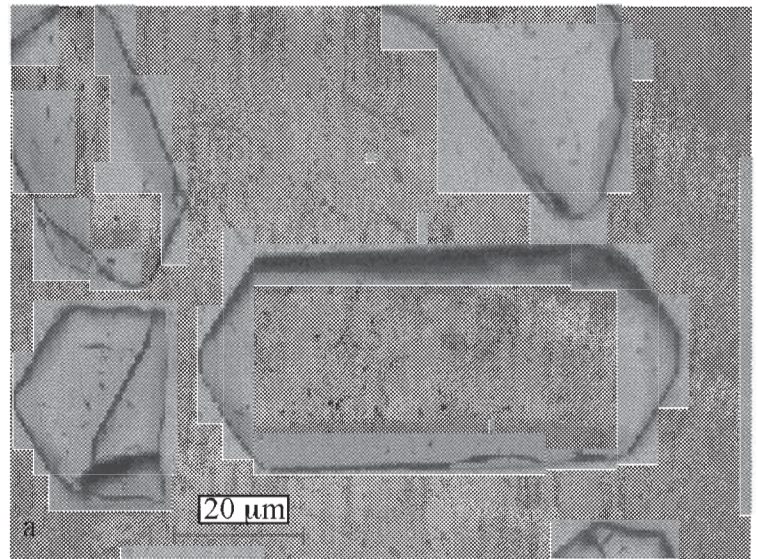
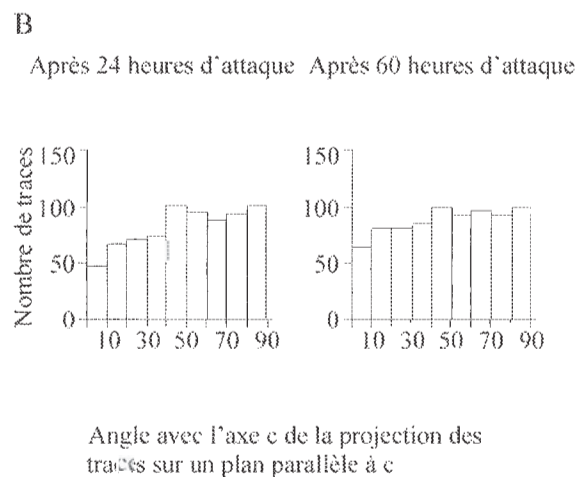
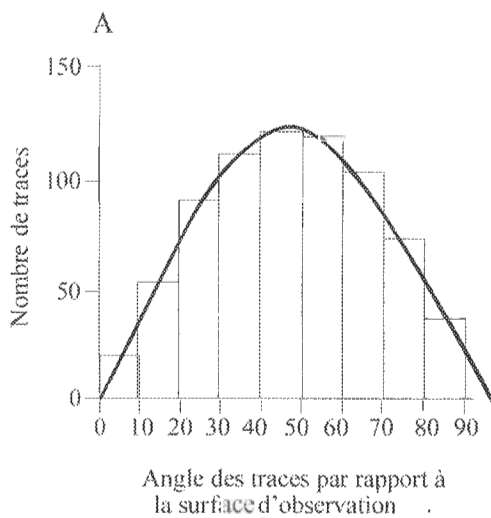
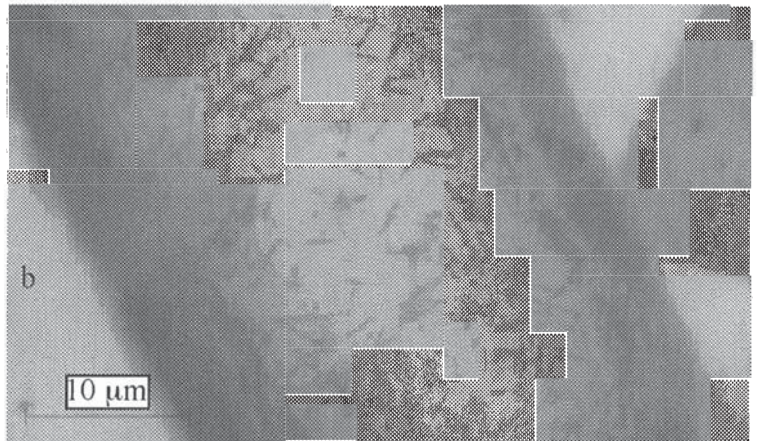


FIG. 2-5-: A- Distribution du nombre de traces selon l'angle d'inclinaison de la trace par rapport à la surface du cristal. L'anisotropie se conserve avec le temps d'attaque.
B- Distribution azimutale du nombre de traces d'une surface par rapport à l'axe cristallographique.
C- L'anisotropie diminue avec le temps d'attaque.
(D'après Masumoto, 1992).



2-2. L'équation d'âge de la datation par traces de fission

La décroissance avec le temps de la population d'un isotope «père» instable suit une loi exponentielle. Corrélativement, le nombre de traces latentes qui s'accumulent dans un minéral voit son nombre augmenter avec le temps. La densité ρ_s (nombre de traces/cm²) de traces de fission spontanée, révélées sur une surface interne d'un minéral obtenue par polissage, sera donc fonction à la fois de sa teneur en Uranium 238, et du temps depuis lequel ces traces ont commencé à être enregistrées. En effet, les traces de fission conservées dans un minéral sont celles qui se sont formées lors de son passage en dessous de la température dite de fermeture (lors d'un refroidissement linéaire avec le temps).

La mesure de la seule densité ρ_s ne suffit donc pas à déterminer «l'âge trace de fission» d'un minéral ; on doit aussi connaître sa teneur en Uranium. On sait que le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est une constante. On peut donc connaître la teneur en ^{238}U si l'on sait déterminer celle du ^{235}U . Pour cela on irradie le minéral dans un flux de neutrons thermiques, en réacteur nucléaire. Au laboratoire de Grenoble, nous utilisons le canal P1 (neutrons thermiques) du réacteur Orphée, du Centre d'Études Nucléaires de Saclay. La densité de traces de fission induites ρ_i dans un minéral irradié dans ces conditions dépend à la fois de la teneur en ^{235}U et de la fluence ϕ (neutrons/cm²) utilisée.

Dans ces conditions, on peut montrer que l'équation d'âge pour la datation par traces de fission s'écrit

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \times \ln\left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha \phi \sigma I}{\rho_i \lambda_f}\right) \quad (1)$$

où t est l'âge traces de fission, ρ_s , la densité (nombre/cm²) de traces de fission spontanée, ρ_i , la densité (nombre/cm²) de traces de fission induite,

g un «facteur de géométrie», dont la valeur dépend de la technique de datation utilisée,

ϕ la fluence neutronique,

σ la section efficace de fission de ^{235}U par capture de neutrons thermiques ($570,8 \times 10^{-22}\text{cm}^2$),

I le rapport des abondances isotopiques $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, ($7,2527 \times 10^{-3}$)

λ_f la constante de décroissance par fission spontanée de ^{238}U ($8,216 \times 10^{-17}\text{ans}^{-1}$),

λ_α la constante de désintégration par radioactivité α de ^{238}U ($1,55125 \times 10^{-10}\text{ans}^{-1}$).

La dosimétrie neutronique est assurée au moyen de pastilles de verre, ou «moniteurs»,

renfermant une quantité précise et connue d'Uranium, irradiés conjointement aux minéraux à dater. Au cours de l'irradiation, il se produit dans ces moniteurs, comme dans les minéraux à dater, des fissions de ^{235}U . La densité ρ_d des traces induites révélées dans ces moniteurs est proportionnelle à la fluence, soit :

$$\phi = B \times \rho_d \quad (2)$$

où B est une constante caractéristique du dosimètre.

L'équation d'âge devient alors :

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left(1 + \frac{\rho_s g \lambda_\alpha B \rho_d \sigma I}{\rho_i \lambda_f}\right) \quad (3)$$

Dans cette équation, deux termes posent problème :

- d'une part il est difficile d'évaluer avec exactitude le terme B (Van den Haute & al., 1988 ; De Corte & al., 1991).

- d'autre part, la valeur de λ_f n'est connue qu'à environ 15%. Ces difficultés sont contournées par l'introduction d'un paramètre ζ de substitution :

$$\zeta = \frac{B \sigma I}{\lambda_f} \quad (4)$$

On obtient alors la forme finale de l'équation d'âge:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln\left(1 + \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \lambda_\alpha g \zeta\right) \quad (5)$$

Si les densités de traces fossiles (ρ_s) et induites (ρ_i) sont mesurées dans un échantillon standard (minéraux ou verres volcaniques) d'âge bien connu (t_{st}), on peut calculer ζ à partir de l'équation (6) :

$$\zeta = \frac{\exp(\lambda_\alpha t_{st}) - 1}{\frac{\rho_{s(st)}}{\rho_{i(st)}} \rho_d \lambda_\alpha g} \quad (6)$$

Chaque utilisateur de la méthode traces de fission doit déterminer sa propre valeur de ζ , qui dépend, pour un réacteur nucléaire et une position d'irradiation donnés, des conditions de révélation et d'observation des traces, ainsi que, dans une certaine mesure, des critères de reconnaissance des traces adoptés. La valeur de ce paramètre dépend enfin du verre moniteur utilisé.

Pour la détermination de cette constante, on utilise des échantillons étalons dont les âges sont reconnus internationalement (Table 2-1).

TABLE. 2-1- Etalons d'âges internationalement reconnus pour les datations par traces de fission. Pour déterminer notre calibration Zêta (ζ), nous avons utilisé Durango et Fish Canyon Tuff, en gras âges pondérés.

Roches étalons	Localisation	Age $\pm 2s$ (Ma)	Méthode	Références
Apatite				
Durango	Mexique	30,68 \pm 0,62	K/Ar (feldspath)	Naeser et Fleischer -1975
		31,40 \pm 0,62	K/Ar (feldspath)	
		30,88 \pm 0,62	K/Ar (feldspath)	
		31,91 \pm 0,72	K/Ar (feldspath)	
		32,32 \pm 0,72	K/Ar (feldspath)	
		31,40 \pm 0,72		
Mount Dromedary	Australie	(98,80 \pm 0,60)	Rb/Sr (biotite)	Hurford et Green -1983
Zircon				
Bishop Tuff	Californie	0,760 \pm 0,001	40Ar/39Ar (sanidine)	Van den Bogaard et Schirmick -1995
Buluk Member Tuff	Bakata (Kenya)	16,10 \pm 0,20	K/Ar (feldspath-K)	McDougall et Watkins (1985)
		16,40 \pm 0,20	K/Ar (feldspath-K)	
		16,25 \pm 0,14		
Tardree rhyolite	Irlande du Nord	58,70 \pm 1,10	K/Ar (sanidine)	Hurford et Green -1983
Apatite et Zircon				
Fish Canyon Tuff	Colorado (U.S.A.)	27,90 \pm 0,70	K/Ar (plagioclase, anidine, biotite et hornblende)	Steven et al., 1967 Hurford et
		27,42 \pm 0,41	K/Ar (plagioclase, anidine, biotite et hornblende)	Hammerschmidt -1985
		27,80 \pm 0,20	40Ar/39Ar (biotite)	Kunk et al., 1985
		27,79 \pm 1,40	K/Ar (plagioclase, anidine, biotite et hornblende)	
		27,74 \pm 0,30		

Dans ce travail, nous avons utilisé deux verres moniteurs (pour la dosimétrie neutronique) afin de calculer les valeurs de ζ pour les datations: les verres 962 du National Institute of Standards and Technology (NIST, Gaithersburg, Maryland, USA)

pour les apatites et les verres CNI pour les zircons.

Les valeurs de ζ obtenus par les deux observateurs sont similaires (Table 2-2), ainsi les âges d'un même échantillon déterminés par ces deux observateurs sont concordants.

Observateurs	ζ apatites $\pm 1\sigma$	Irradiation	ζ zircons $\pm 1\sigma$	Irradiation	
B. Muceku	Durango 1	337,0 \pm 9,6	(2-2002)	FCT-7	139 \pm 7,1 (7-2002)
	Durango a	338,1 \pm 9,8	(4-2002)	FCT-6	136,6 \pm 7 (7-2002)
	Durango a'	337,7 \pm 9,5	(2-2003)	FCT-a	141 \pm 10,4 (3-2003)
	FCT-2	346,9 \pm 28	(4-2002)	FCT-6	154,6 \pm 9,2 (4-2004)
	FCT-3	336,8 \pm 23	(4-2004)	FCT	154,7 \pm 12 (6-2004)
	Durango a	338,1 \pm 10	(7-2005)		
	Val. Pondéré	337,9 \pm 5,3		Val. Pondéré	142,7 \pm 3,8
E. Labrin	Val. Pondéré	343,9 \pm 4		Val. Pondéré	142 \pm 3

TABLE 2-2- Valeurs du paramètre ζ utilisées pour cette étude.
Verres de moniteurs utilisés : NBS 962 pour les apatites et CNI pour les zircons. Durango (Mexique) ; FCT, Fish Canyon Tuff (Colorado.)

2-3. La technique du détecteur externe

Plusieurs approches expérimentales de la datation par traces de fission ont été proposées. Nous avons utilisé la technique de datation dite du détecteur externe, dans laquelle on date individuellement plusieurs cristaux d'une même espèce minérale. Cette méthode est indispensable lorsque les variations de teneur en Uranium sont considérables d'un grain à un autre, comme dans les zircons, ou lorsque chaque grain est porteur d'une histoire thermique spécifique, comme dans les minéraux provenant de roches sédimentaires détritiques (Gleadow & *al.*, 1976; Hurford, 1990).

Dans l'approche de la méthode du «détecteur externe» une feuille de mica est fixée sur le montage et l'ensemble est irradié (Figure 2-6). Les traces induites obtenues sur le détecteur (feuille de mica) sont révélées chimiquement à leur tour.

Les densités de traces fossiles et induites mesurées sont relatives à la même surface d'un cristal. Néanmoins, comme les traces induites ne sont pas directement comptées sur le minéral, mais sur un détecteur externe (feuille de mica) qui enregistre les traces de fission induites en réacteur par la fission de ^{235}U , il existe une différence géométrique dans l'origine des traces.

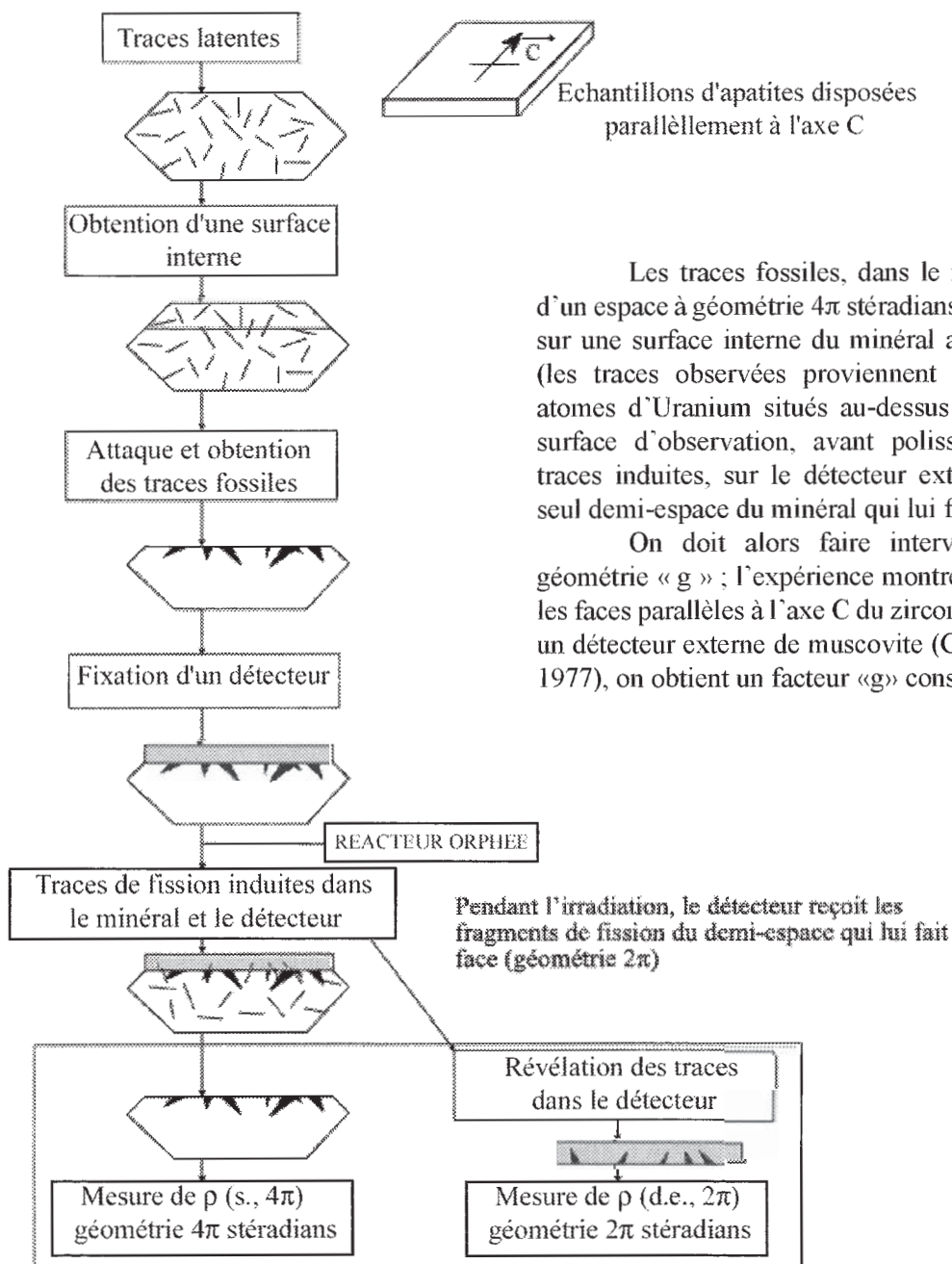


FIG. 2-6- Schéma explicatif de la méthode expérimentale utilisée impliquant une différence de géométrie des deux parties à compter.

3. SIGNIFICATION D'UN ÂGE TRACES DE FISSION

3-1. Zones de stabilité des traces

L'analyse d'expériences de recuit en laboratoire et la datation de grains d'apatite prélevés à diverses profondeurs dans des forages pétroliers ont montré que la température est le facteur principal responsable de l'instabilité des traces fossiles dans la nature (Fleischer & al., 1975).

Dans un forage, plus la température ambiante à une profondeur donnée est élevée, et plus les traces révélées dans un minéral sont courtes. Ce raccourcissement des traces est fonction principalement du minéral et de sa durée de résidence à une certaine température.

Sous l'effet de la température, le réseau cristallin endommagé par le passage des fragments de fission (traces latentes) a la propriété de se réorganiser par diffusion intracristalline. Les traces latentes peuvent donc montrer une diminution de leur longueur révélable (Figure 2-7).

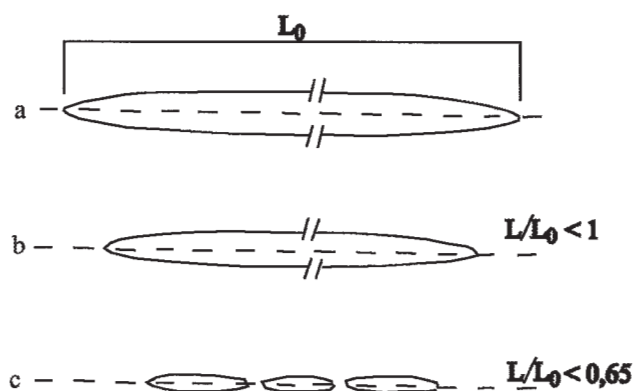


FIG. 2-7- Représentation schématique du mécanisme de la réduction partielle des longueurs des traces (D'après Carlson 1990).

La figure (a) montre la longueur originale d'une trace. (b) La réduction de la longueur initiale se produit par raccourcissement axial d'une zone cylindrique avec terminaisons coniques. À haut-niveau de recuit, (c) après raccourcissement jusqu'au rapport $L/L_0 \approx 0.65$, le taux de réduction de la longueur de trace s'accélère par segmentation (modifié d'après Corrigan, 1991).

Cette diminution est aussi fonction de l'anisotropie du minéral. Pour la même durée du temps à une température donnée, le taux de raccourcissement est plus important pour des traces perpendiculaires à l'axe C par rapport à celles qui se trouvent parallèles à cet axe ; plus les conditions temps-température sont importantes, plus cette différence augmente (Figure 2-8) pour le cas de

l'apatite (Green & al., 1986; Donelick, 1991 ; Donelick & al., 1999), et pour le zircon, (Tagami & al., 1990).

Le taux de raccourcissement des traces dépend de la composition chimique. Pour les mêmes conditions, les traces de fission dans les apatites riches en Cl sont plus résistantes (au raccourcissement) que celles riches en OH et F (Green & al., 1985 ; Crowley & al., 1991 ; Carlson & al., 1999 ; Barbarand & al., 2003b). Pour l'apatite, une influence de la pression sur les longueurs des traces est observée par Wendt & al. (2002) (pour des pressions de plus de 1 Kbar) mais reste controversée (Khon & al., 2003). Une telle dépendance pour le zircon (Fleischer & al., 1965; Brix & al., 2002 ; Yamada & al., 2003) est inconnue.

L'âge « traces de fission » définit le temps (par l'équation 5) depuis lequel les traces fossiles ont été enregistrées, mais à condition qu'elles aient été intégralement conservées, c'est-à-dire que leur longueur moyenne révélable soit proche de celle des traces induites. Dans le cas contraire, traces en partie plus courtes, résultant de l'histoire thermique du minéral à dater, l'âge TF définit précédemment n'est qu'un âge apparent, qui ne donne qu'une limite inférieure de l'âge du début d'enregistrement des traces. En général, on définit pour les minéraux, trois domaines de stabilité thermique des traces latentes (Wagner & Storzer, 1972) (Figure 2-9). La zone d'instabilité totale (ZIT), la zone de rétention partielle (ZRP) et la zone de stabilité totale (ZST)

La zone d'instabilité totale (ZIT), où la température est supérieure à $120 \pm 10^\circ\text{C}$ pour les apatites et supérieure à $\sim 280^\circ\text{C}$ pour les zircons, est un domaine «d'effacement» total des traces fossiles. Dans cette zone, les traces ne sont pas stables. Aussitôt formées, elles disparaissent rapidement en raison de la réorganisation rapide et complète du réseau cristallin. Dans cette zone les traces latentes ont une durée de vie très brève.

La zone de rétention partielle, ou zone de recuit partiel (ZRP), est la zone où les traces se présentent plus courtes sous l'influence du temps et de la température. Pour les apatites, entre 120 et 60°C , ($\sim 270^\circ\text{C}$ et $\sim 200^\circ\text{C}$ pour les zircons), le réseau cristallin ne se réorganise pas totalement à la suite de la formation d'une trace. C'est la zone dans laquelle les longueurs révélables des traces dépendent de la température ambiante à une profondeur donnée. Ces longueurs révélables décroissent progressivement jusqu'à s'annuler lorsque la température atteint $\sim 120^\circ\text{C}$ pour les apatites ; ces limites varient peu, d'environ 10°C , pour des durées variant d'un ordre de grandeur ; en revanche elles peuvent varier de plus de 40°C , en fonction de la composition chimique. Pour les zircons l'annulation se situe vers $\sim 270^\circ\text{C}$ en fonction du taux de refroidissement et du taux de

FIG. 2-8- Présentation de la variation des longueurs des traces induites sur apatite de Durango (coordonnées polaires) selon différents taux de recuit partiel.

Pour un degré relativement faible de recuit partiel (a-c), les longueurs des traces, en fonction de leur angle par rapport à l'axe C sont distribuées uniformément selon une ellipse. Pour des conditions de degré relativement plus haut de recuit partiel (d-f), une réduction plus importante des longueurs des traces ayant un grand angle par rapport à l'axe C est observée, ("ellipse brisée"). Plus le recuit partiel est important, plus la "brisure" de l'ellipse tourne en revenant parallèle à l'axe C (...alr). (D'après Donelick & al. 1999, 2005).

dommages alpha. Pour un temps de résidence donné, les traces révélées sont d'autant plus courtes, en moyenne vers la base de cette ZRP (Figure 2-9).

La zone de stabilité totale (ZST) est la zone d'enregistrement total des traces. De la température de surface à 60°C pour les apatites et jusqu'à 200°C pour les zircons, la longueur des traces ne varie que de façon très minime; elles sont plus grandes que celles mesurées sur les minéraux ayant séjourné dans la zone précédente et proches des longueurs des traces induites produites en réacteur nucléaire.

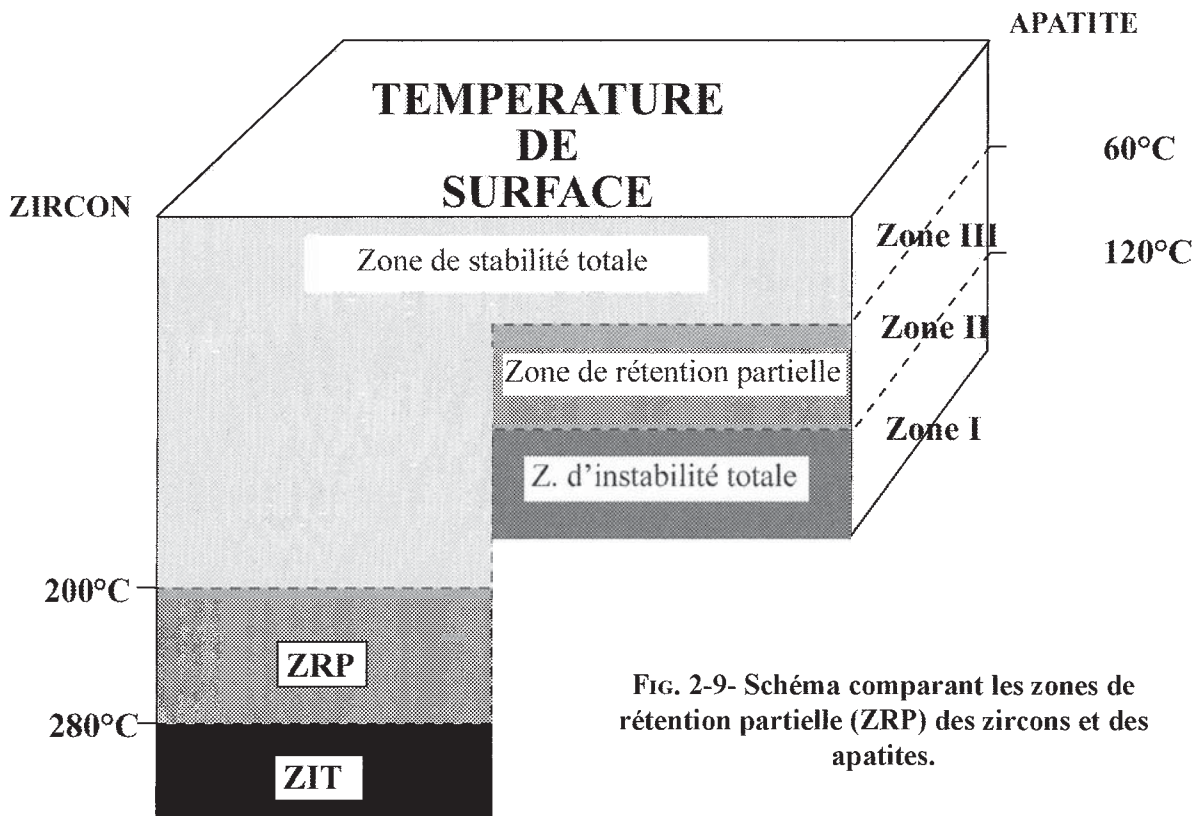
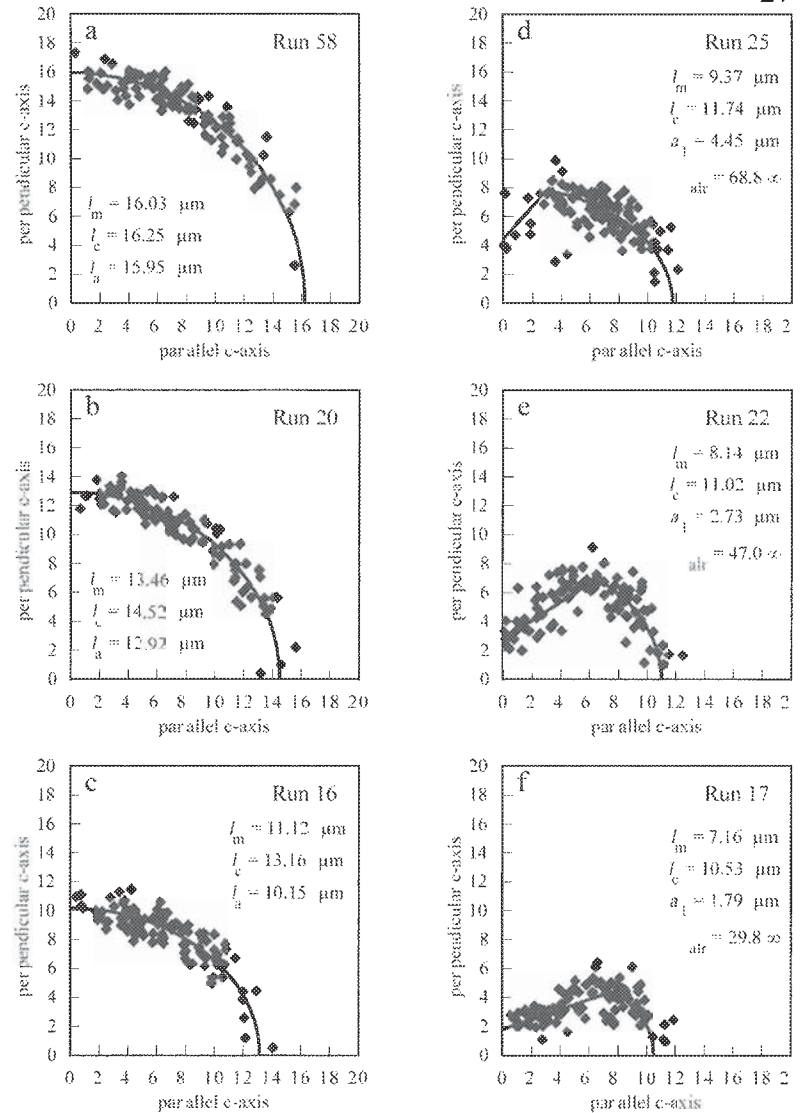


FIG. 2-9- Schéma comparant les zones de rétention partielle (ZRP) des zircons et des apatites.

3-2. Distributions de longueurs de traces confinées, cas de l'apatite

Du fait que les longueurs des traces de fission varient suivant une gamme de températures (à l'intérieur de la ZRP), il est possible d'interpréter plus finement un âge traces de fission obtenu, si l'on détermine, pour chaque échantillon, la distribution des longueurs révélables totales des traces fossiles. Pour cela il faut rendre possible la mesure de traces entièrement incluses dans le cristal. On effectue ces mesures sur des traces dites confinées. Par définition, on appellera trace confinée toute trace totalement incluse dans un minéral et qui ne pourra donc être révélée, par un réactif approprié, que si elle recoupe une trace sécante sur la surface d'attaque (TINT, «Track IN Track»), ou si elle recoupe une fracture elle aussi sécante sur cette surface (TINCLE, «Track IN Cleavage»), (Lal & *al.*, 1969), ou encore, si elle recoupe un défaut ou un fluide ou une inclusion minérale soluble (TINDEF «Track IN DEFect») (Donelick & *al.*, 2005) (Figure 2-10a). Celles que l'on mesure sont parallèles à la surface de polissage (Figure 2-10b). Dans notre étude ces mesures ont été effectuées seulement sur TINT et TINCLE dans les cristaux d'apatite.

On observe dans des échantillons standard d'apatites volcaniques n'ayant jamais été réchauffées au-delà de 60°C depuis leur éruption (Fish Canyon Tuff, Ouest des Etats-Unis et Durango, Mexique), que les traces fossiles sont en moyenne plus courtes que les traces induites de 1 à 1,5 μm , leur longueur moyenne (MTL) variant de 14,5 à 15 μm avec un écart-type compris entre 0,8 et 0,9 μm (Gleadow & *al.*, 1986 ; MTL est $\sim 10,5 \mu\text{m}$ pour le zircon, Hasebe & *al.*, 1994). Les traces de fission de ^{238}U et ^{235}U devraient pourtant, pour des raisons théoriques, présenter la même distribution de longueurs.

La différence observée provient probablement d'une réorganisation, dans les conditions naturelles, de la moindre stabilité du défaut d'irradiation aux extrémités des traces latentes. En effet, le dommage par unité de parcours de l'énergie le long du réseau créé par la fission s'atténue aux extrémités de la trace, impliquant une longueur réduite de la trace latente fossile. On a d'ailleurs observé en laboratoire cette diminution en fonction de l'intervalle de temps entre la fin de l'irradiation en réacteur et le moment de la révélation des traces (Green & *al.*, 1986 ; Donelick, 1991).

On admet cependant qu'on obtient rapidement une stabilisation. Ainsi les traces de fission spontanée de roches volcaniques du FCT (28 Ma) et du Mont Dome (98 Ma) présentent des distributions semblables, centrées vers 14,5 μm .

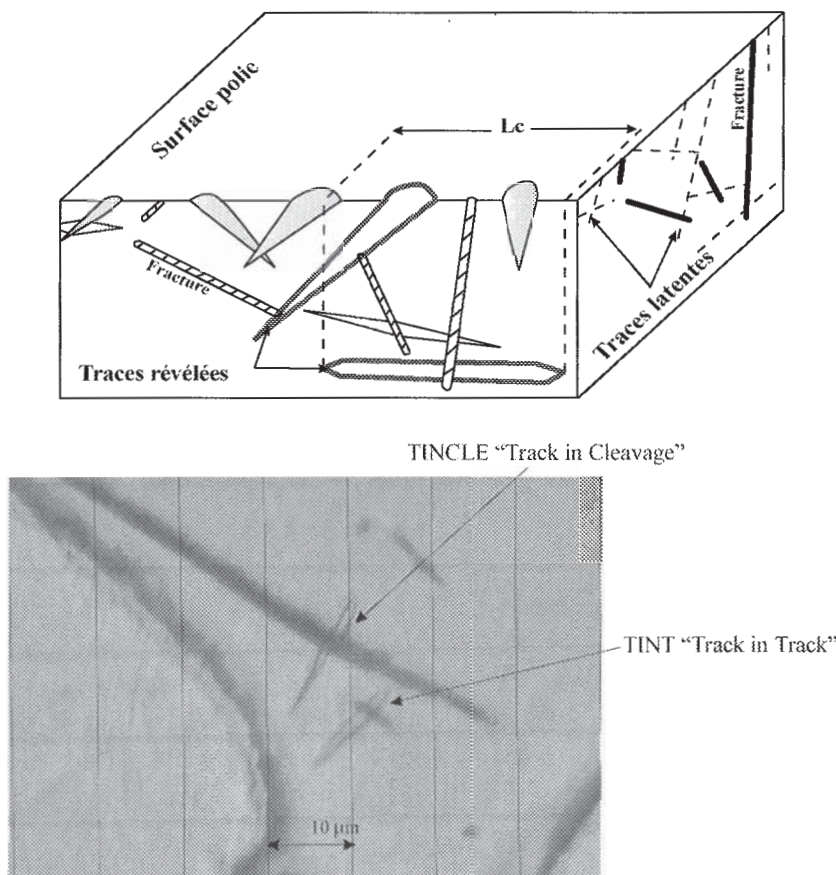


FIG. 2-10- a) Schéma de coupe des traces en profondeur, dites confinées, utilisées pour l'étude de la distribution des longueurs de traces. b) Photo de traces confinées sur une surface de cristal d'apatite.

La distribution des longueurs de traces fossiles est principalement fonction du parcours du minéral dans l'espace temps-température. La Figure 2-11 montre trois scénarios types :

La courbe I représente le cas de roches volcaniques ou dénudées rapidement, par exemple par exhumation tectonique qui ont donc subi un refroidissement très rapide après leur mise en place. Le temps passé dans la ZRP est bref. La longueur moyenne des traces fossiles confinées est élevée, $>14 \mu\text{m}$, et l'écart-type est $\leq 1 \mu\text{m}$ (la totalité des traces se forment à une température au-dessous de 60°C).

-La courbe II correspond à un taux de refroidissement assez lent (surrection-érosion et dénudation progressives). La longueur moyenne des traces confinées est plus faible, jusque vers $12-13 \mu\text{m}$, l'écart-type est $>1 \text{ mm}$ et jusqu'à $1,9 \mu\text{m}$, selon le taux de refroidissement, le minéral ayant effectivement passé un temps plus long dans la ZRP que dans le cas de l'exemple précédent. La distribution présente un biais caractéristique du côté des faibles longueurs de traces.

-La courbe III exprime le cas d'un parcours plus complexe réalisé au cours d'un enfouissement sous une pile sédimentaire, d'un métamorphisme de contact, ou par exemple, à la suite de la circulation de fluides hydrothermaux : refroidissement suivi d'une excursion thermique modérée. Toutes les traces produites avant le dernier maximum thermique sont réduites à une distribution de longueurs typique de cette température. Des traces plus longues réapparaîtront ensuite, lors du refroidissement final ; on a alors une distribution bimodale, la longueur moyenne pouvant s'abaisser à $10-12 \mu\text{m}$ et l'écart-type atteindre $3 \mu\text{m}$.

Dans de nombreux cas toutefois, on n'a pas affaire à des distributions si caractéristiques. Il faut alors faire appel, pour interpréter l'ensemble âge apparent/distribution de longueurs des apatites d'un même échantillon, à un modèle d'optimisation des données. Nous avons utilisé dans ce travail celui de Ketcham & al. (2000, 2005).

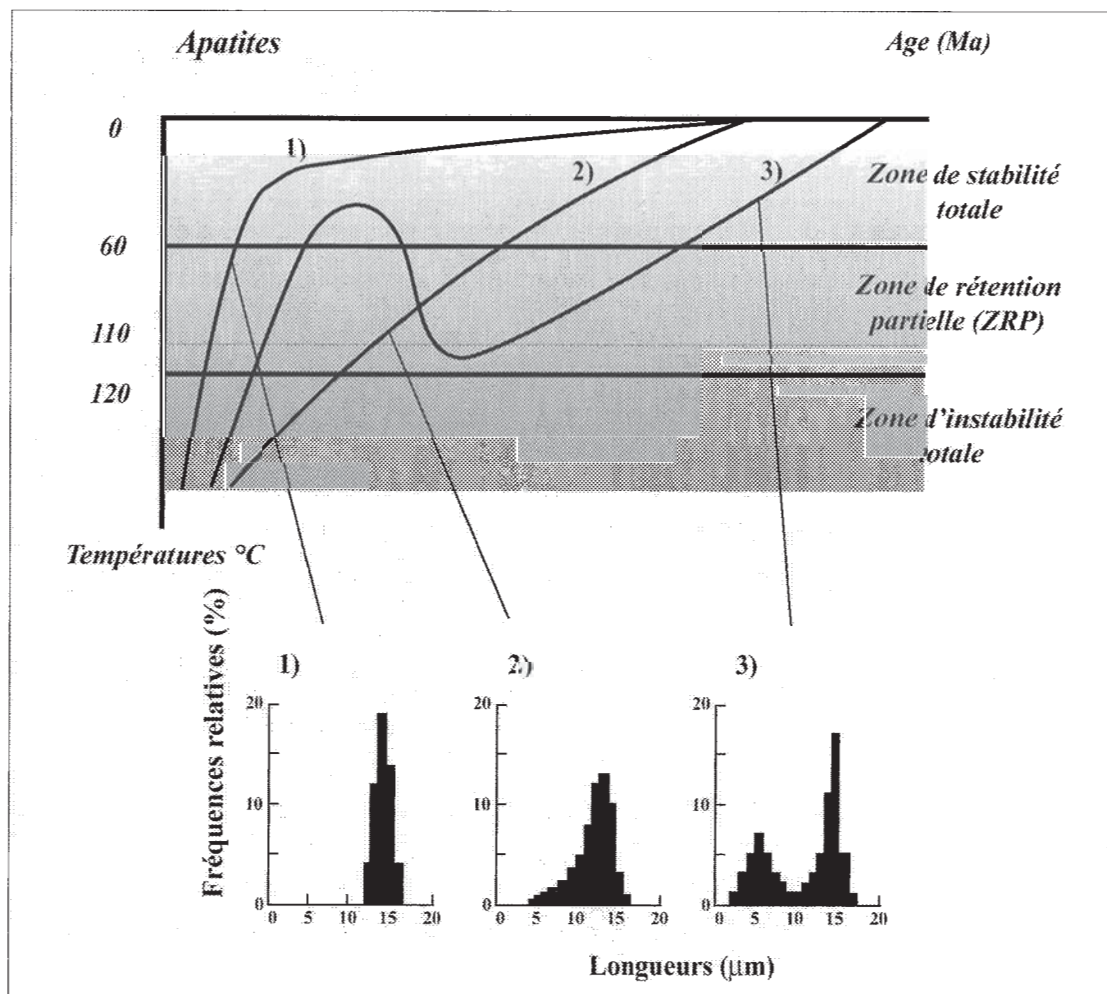


FIG. 2-11- Diagramme représentant les différentes histoires thermiques possible déterminées pour un échantillon en fonction de la distribution des longueurs de traces confinées.

3-3. Paramètres cinétiques des traces de fission

Nous avons vu que la cinétique du raccourcissement des traces de fission, à part le temps et la température, est aussi contrôlée par la composition chimique de l'apatite. Afin d'avoir une corrélation entre la cinétique de raccourcissement des traces par rapport à la composition chimique, différents auteurs proposent de mesurer les paramètres cinétiques sur chaque grain daté et chaque grain dont nous mesurons les longueurs de traces. Une description détaillée des paramètres cinétiques et l'importance de leur mesure est donnée par Donelick & *al.* (2005).

Ces paramètres sont :

- Dpar, la moyenne arithmétique du diamètre des traces projetées, parallèlement à l'axe C de l'apatite.

- Cl %, la teneur en pourcentage du Chlore, ou Cl apfu, (le nombre d'atomes de Cl par unité de formule).

- OH apfu, la teneur en hydroxyle, (nombre d'atomes par unité de formule).

- la microspectroscopie Infra-Rouge (IR), où les caractéristiques d'absorption IR sont fonction des teneurs en F et Cl de l'apatite.

- les dommages accumulés par rayonnement α dans l'apatite et le zircon, par décroissance α de U et Th.

La mesure des paramètres cinétiques, Cl apfu, OH apfu (Carlson & *al.*, 1999), microspectroscopie IR (Siddall & Hurford, 1998), dommages accumulés du rayonnement α (Hendriks & Redfield, 2004 ; Garver & *al.*, 2004), est complexe et donne des résultats imparfaits. Aussi Donelick & *al.* (2005) préconisent d'utiliser la mesure des paramètres cinétiques Dpar et Cl %. Le Dpar est corrélé positivement avec Cl % et OH % et négativement avec F % (Donelick & *al.*, 1993 ; Donelick & *al.*, 1995 ; Burtner & *al.*, 1994).

Les études effectuées par Carlson & *al.* (1999) ont montré que l'on peut avoir une estimation des effets de la composition chimique sur les variations des longueurs de traces, en mesurant le Dpar. Les traces de fission sur apatite qui ont de basses valeurs de Dpar ($\leq 1,7 \mu\text{m}$), lorsque les apatites sont attaquées par acide HNO₃, 5,5 molaires pendant 20 secondes, à température de 21°C, et qui raccourcissent relativement vite, caractérisent plutôt des fluorapatites, le type d'apatite le plus répandu. Les traces de fission qui présentent de hautes valeurs de Dpar ($\geq 1,7 \mu\text{m}$) et se raccourcissent plus lentement par rapport aux autres homologues, sont plutôt des chlorapatites.

Les grains d'apatite contenant de faibles pourcentages de Cl (<1-2 %) présentent souvent, mais pas dans tous les cas, des traces qui se raccourcissent

relativement plus vite par rapport à leurs homologues à hautes valeurs de Cl % (>1-2 %), (Carlson & *al.*, 1999 ; Barbarand & *al.*, 2003a).

La cinétique du raccourcissement des traces de fission n'est pas exclusivement contrôlée par le paramètre cinétique Cl %. D'autres éléments peuvent jouer un rôle important, qui est mis en évidence par la solubilité de l'apatite (reliée directement à Dpar, Carlson & *al.* 1999). Les grains d'apatite moins résistants au raccourcissement (Dpar $\leq 1,50 \mu\text{m}$; Cl % = 0), subissent un effacement total de leurs traces de fission vers 100-110°C, alors que, dans un même environnement géologique, les grains les plus résistants au raccourcissement (Dpar $\geq 3,00 \mu\text{m}$; Cl % ≥ 3 %) peuvent atteindre une température de 160°C avant de subir un effacement total de leurs traces. Ainsi lorsque les grains moins résistants se trouvent dans la zone d'instabilité totale, les grains les plus résistants viennent d'entrer dans la zone de rétention partielle (Ketcham & *al.*, 1999). On voit donc, que la ZRP, ou la température de fermeture, varie en fonction de la composition chimique de l'apatite.

Donelick & *al.* (2005) soulignent l'importance de la mesure de ces deux paramètres cinétiques, surtout pour les roches sédimentaires. Si nous ne mesurons pas au moins un des ces paramètres (Dpar et Cl wt%) la mesure effectuée de la longueur des traces n'est pas représentative.

3-4- Modèles thermiques

Nous avons vu précédemment que les différentes histoires thermiques des roches correspondent aux distributions caractéristiques des longueurs de traces confinées (Figure 2-11). Si l'on connaît la distribution des longueurs des traces, il est donc possible de reconstituer l'histoire thermique d'un échantillon au-dessous de sa température de fermeture. Pour cela, il faut avoir recours à un modèle quantitatif d'effacement thermique des traces, qui permette de prédire l'âge et la distribution des longueurs des traces confinées résultant d'une histoire thermique donnée. Ces modèles, basés sur des expériences de recuit en laboratoire, existent pour l'apatite depuis une quinzaine d'années. Plus récemment de tels modèles ont également été proposés pour le zircon mais ils ne sont pas encore très utilisés.

Des modèles quantitatifs ont été proposés par Corrigan (1991), Crowley & *al.* (1993), Gallagher (1995), Hadler & *al.* (2001), Issler (1996a), Ketcham & *al.* (2000), Ketcham (2005), Lutz & Omar (1991) et Willet (1997). Les caractéristiques de base de ces solutions sont de construire :

- un modèle théorique du raccourcissement des traces confinées, qui prédit comment ce système varie en fonction du temps et de la température ;

- un algorithme qui calcule d'une façon continue l'évolution du modèle sur un trajet temps-température ;

- un moyen statistique de comparer les calculs des modèles avec les données mesurées ;

- une stratégie pour sélectionner des trajets temps-température possibles à confronter avec les données, et chercher un modèle optimal de trajet temps-température conforme avec les données mesurées ;

- un moyen pour visualiser la gamme des trajets temps-température cohérents avec les données mesurées, (Ketcham & al, 2005).

Dans notre travail, nous avons utilisé les modèles AFTsolve (Ketcham & al., 2000) et HeFTy (Ketcham & al., 2005).

Ils présentent l'avantage par rapport aux autres, de prédire les trajets temps-température comme un système multi-cinétique, ils effectuent donc la correction de l'influence de l'anisotropie de l'apatite sur la longueur des traces, et ils prennent en compte les paramètres cinétiques de chaque grain daté et de chaque grain dont les longueurs de traces ont été mesurées.

4. PRÉCISION ET REPRÉSENTATION D'UN ÂGE TRACE DE FISSION

4-1. Dispersions des âges TF

Dans une roche métamorphique ou plutonique, on peut avoir, dans les apatites et les zircons, plus d'une population d'âge selon l'histoire de la résidence de l'échantillon dans la ZRP.

Pour les apatites, cela est dû à la différence de sensibilité à l'effacement des traces entre chlorapatites et fluorapatites, ces dernières étant légèrement plus sensibles, surtout lorsque $T=90^{\circ}\text{C}$ (Green & al., 1987).

Pour les zircons, cela est attribué aux degrés variables de métamictisation, c'est à dire d'altération de leur réseau cristallin par les noyaux de recul de l'émetteurs- α qu'ils renferment (U, Th et leurs descendants radioactifs- α).

Pour mettre en évidence différentes populations d'âges dans les bassins sédimentaires, il est nécessaire d'effectuer une évaluation de la dispersion des âges individuels TF sur apatite et zircon.

4-2- Test du χ^2

La précision d'un âge trace de fission par la méthode du détecteur externe dépend de la concordance des âges entre chaque cristal d'un même échantillon. Elle dépend également des erreurs statistiques liées aux comptages, aussi bien sur les traces fossiles et induites que sur les verres moniteurs.

Pour tester l'homogénéité des âges trace de fission on utilise le test du Khi-deux (χ^2) (Galbraith, 1981 ; Green, 1981). Il s'agit de compter le nombre de traces fossiles (spontanées) et induites dans chaque grain, puis de le comparer avec le nombre attendu pour une distribution poissonnienne $(I/\text{nombre})^{1/2}$ dont la moyenne est celle des N grains comptés. Le χ^2 se calcule donc pour un degré de liberté $V = N-1$ où N est le nombre de grains datés.

On considère que si la valeur du $P(\chi^2)$ est supérieure à 5%, le test est positif et que l'on est bien en présence d'un seul type de population, c'est à dire que tous les grains datés appartiennent à une seule population d'âge. Il est à noter également que plus la valeur est proche de 100%, plus cela traduit une faible dispersion des âges. Lorsque $P(\chi^2) < 5\%$, on a affaire à au moins deux populations d'âges. Ce test ne permet pas toutefois de rechercher le nombre de populations d'âges en présence.

4-3. Dispersion de l'âge central

Pour le calcul de l'âge de chaque échantillon, nous avons utilisé la méthode de l'âge central (Galbraith & Laslett, 1993). Cette méthode permet de calculer la moyenne logarithmique (âge central) des âges des différents grains datés, mais aussi un paramètre de dispersion qui permet de reconnaître si tous les âges appartiennent ou non à une même population.

Ce paramètre de dispersion est reporté en pourcentage et on considère qu'il y a dans un échantillon plus d'une population d'âge lorsque ce paramètre est $>30\%$ et une seule population s'il est $<15\%$. La situation est incertaine lorsque la dispersion est comprise entre ces deux valeurs.

4-4. Représentation d'un âge trace de fission

Au cours de notre étude, les âges obtenus sur apatites et zircons ont été calculés en utilisant le programme de Dunkl (2001). Ce programme suit la procédure de calcul de l'âge central (Galbraith & Laslett, 1993) ; il permet une visualisation des diagrammes «radiaux» et «isochrones».

Dans ces types de diagrammes, chaque point représente un cristal analysé (Galbraith, 1988 et 1989) (Figure 2-12). Ce graphique permet une très bonne visualisation des données, puisque chaque âge est représenté avec son incertitude par un seul point.

Il permet ainsi de rendre compte de la distribution des âges des grains individuels autour d'un âge de référence. Les erreurs sur les âges individuels sont calculées selon la statistique de Poisson : $\sigma = [(1/N_s) + (1/N_i) + (1/N_d)]^{1/2}$.

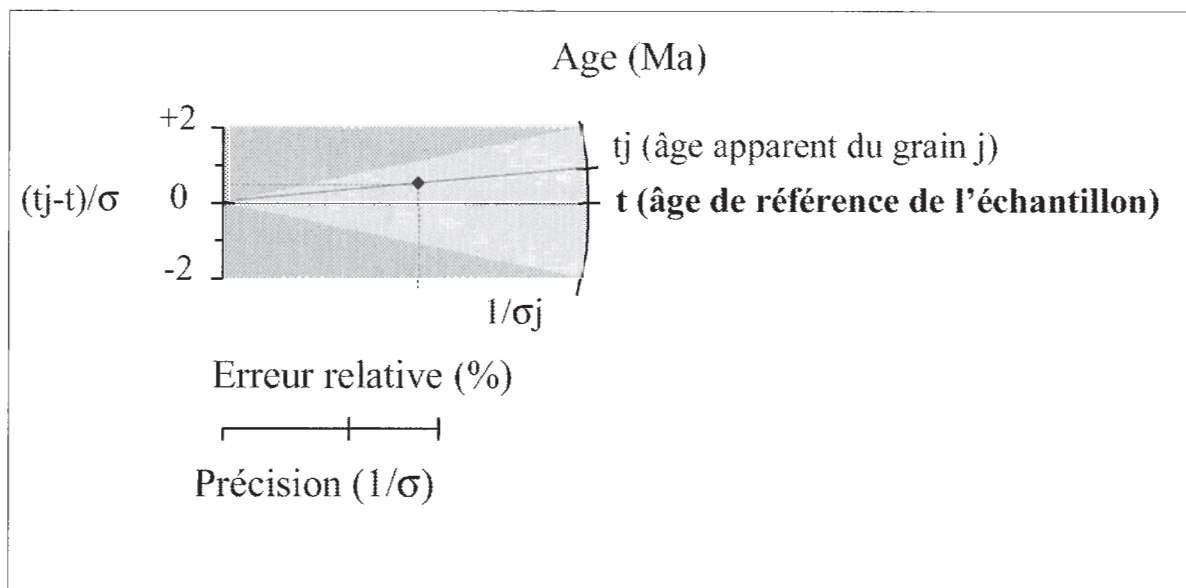


FIG. 2-12- Type de représentation d'un âge traces de fission sous forme de diagramme radial pour apatites et zircons.

Chaque point représente l'âge du grain (t_j). t correspond à l'âge central de l'échantillon et σ à l'écart type sur l'âge.

CHAPITRE 3 ECHANTILLONNAGE ET PREPARATION.

1. ECHANTILLONNAGE

L'échantillonnage a été réalisé lors de 3 campagnes de terrain, qui se sont déroulées durant les étés et automnes 2000, 2002 et 2003. Les critères de sélection ont été la situation géographique et structurale et surtout la présence d'une lithologie favorable à la thermochronologie par traces de fission, (roches contenant des apatites et des zircons en quantité suffisante). En effet, l'utilisation couplée de datations sur zircons et apatites permet de contraindre plus précisément les âges de refroidissement de chaque unité tectonique.

La zone de Korabi comporte un substratum hercynien et des sédiments détritiques qui ont été échantillonnés. Dans l'unité de Mirdita, d'affinité océanique, seules la semelle métamorphique et les roches les plus différenciées des édifices ophiolitiques (plagiogranites, albitites et trondhjémites) constituent des lithologies utilisables. Les sédiments détritiques ont aussi été échantillonnés.

Les échantillons sont décrits dans le Tableau 3-1 et les Figures 3-1 à 3-12. Il s'agit de roches magmatiques : gabbros, diabase, granitoïdes (granites, granodiorites, grano-syénites, plagiogranites), syénites, monzonites et lamprophyres provenant principalement des zones de Korabi et de Gashi. Les roches métamorphiques (amphibolites, micaschistes et pyroxénites à grenat) proviennent de l'Ouest et de l'Est de la zone ophiolitique de Mirdita. Enfin des roches détritiques, grès et conglomérats, ont été prélevées dans les différents domaines y compris les zones externes.

Pour effectuer nos datations, nous avons prélevé 102 échantillons, dans différentes localités, échelonnées entre des altitudes de 40 à 2020 mètres.

Le broyage et les séparations minérales ont été effectués à Grenoble et à Lyon. Ils ont permis d'obtenir des zircons et des apatites dans une fraction comprise entre 80 et 160 μm afin de pouvoir appliquer la méthode de traces de fission et une fraction de 160 à 315 μm pour la méthode (U-Th)/He.

Code	grid		Altitude	Description	Roche	Nom local
échantillon	reference		(m)			
AM01-00	41.962631	20.610684	1466	fk., pl., (séric.), biot., amph., (chlor.) apat.	Monzonite	Shistavec
AM08-00	41.963176	20.608675	1450	plg., fk., biot., chlor., séric. apat.	Monzonite	Shistavec
AM09-00	42.025532	20.528560	750	px., amph., mica, (chlor.) plg., (séric.)	Monzonite etc.	Nimçe
AM10-00	42.020494	20.529617	765	plg., fk., mica, opac., chlor., séric.	minette	Nimçe
AM23-00	42.019877	20.524835	680	très altérée	gurbrinor	Nimçe
AM20-00	41.889509	20.504613	1750	plg., biot., cpx., opx., apat., chlor., séric., calc.	Kersantite	Tërfojë
AM26-02	42.025532	20.528560	750	fk., plg., amph., mica, chlor., séric.	Monzonite	Nimçe
AM17-03	42.084567	19.807100	136	plag., qtz., amph.	Monzodiorite	Koman
AM53-02	42.416610	20.191532	706	très riche en mica, un peu de plag.	Phlogopite	Tropojë
AM44-02	41.975273	19.716148	164	fk dans matrice	Trachyte	Mnelë
AM41-02	42.050228	19.579982	164	fk dans matrice	Trachyte	Guri i zi
AM42-02	42.051087	19.580832	177		Albitofire	Guri i zi
AM41-03	42.020874	20.529983	785	plg., biot., cpx., opx., apat., chlor., séric., calc.	Lamprophyre	Nimçe

TABLE 3-1- Liste et coordonnées des échantillons étudiés.

Code	grid		Altitude	Description	Roche	Nom local
échantillon	reference		(m)			
AM02-00	41.486572	20.139869	498	plg., fk., qtz., mica.	Granite (filon)	Shëngjun
AM06-00	41.486543	20.139801	498	plg., fk., qtz., mica. (filon)	Granite (filon)	Shëngjun
AM07-00	41.486496	20.139832	498	plg., fk., qtz., mica. (filon)	Granite (filon)	Shëngjun
AM15-00	42.517921	20.036764	1865	fk., plg., qtz., mica, amph., sphène, apat., opaq.	Granodiorite	Gash
AM14-03	42.002660	20.015110	2000	qtz., plag., biot., sphène, amph (très altérée), apat. Pas déformé	Granodiorite	Gash
AM16-00	42.247311	20.048543	305	fk., qtz., (myrmékite), plg., mica, sphène, apat.	Granite	Fierzë
AM16-02	42.248924	20.041496	305	fk., qtz., (myrmékite) plg., mica, sphène, apat.	Granite	Fierzë
AM16-03	42.084550	19.807083	135	qtz., fk., plg., mica amph (très altéré) sphène, apat., opac.	Granodiorite	Koman
AM13-03	42.225982	20.096602	605	fk, plg., qtz., bréchifié par des fluides riche en Si	Granite	Arëst
AM17-00	42.113907	19.874864	463	qtz., plg., fk., musco.	Granite	Lëvrushk
AM47-02	42.113907	19.874864	463	qtz., felds., bréchifié	Granite	Lëvrushk
AM12-02	41.516216	20.334951	710	fk., plg., qtz., mica, sphène.	Granite	Peladhi
AM03-03	41.500100	20.341920	747	qtz., fk, plg., altéré	Granite	Valikardhe
AM26-03	41.78333	20.52003	2020	fk, plg., qtz.,	Granosyenite	Radomire
AM07-02	41.774480	19.789608	138	qtz., plg., très peu de mica.	Granite (filon)	Rubik
AM02-02	41.745687	19.842437	458	px., plg.	Dolerite	Derven
AM04-02	41.740972	19.844658	465	amph., px., plg. très altérée.	Gabbro	Derven
AM05-02	41.753155	19.861213	278	px., plg., olivine	Gabbro	Derven
AM06-03	41.941283	20.393517	635	gabbro-monzonite	Gabbro-monzonite	Resk, Kukes
AM22-00	41.704606	19.767902	98			Rubik
AM30-00	41.856122	19.741506	445	px., plg., spinel	Gabbro	QafKingjël
AM31-00	41.855334	19.742613	504	px., plg., amph.	Gabbro	QafKingjël
AM32-00	41.856541	19.743055	443	plg., olivine, px.	Gabbro	QafKingjël
AM40-00	41.856555	19.742044	443	cpx., opx., plg., amph., séric., chlor.	Gabbro	Shëmri
AM19-02	41.863655	19.773690	368	très altéré	Gabbro	Ungrej
AM20-02	41.863655	19.773690	368	serpentinisé	Gabbro	Ungrej
AM21-02	41.863655	19.773690	368	px., plg., olivine (serpentinisé)	Gabbro	Ungrej
AM22-02	41.863655	19.773690	368	px., (amphibolitisé), plg. olivine (serpentinisée)	Gabbro	Ungrej
AM41-00	42.095126	20.143047	837	plg., px., amph., séric., chlor.	Gabbro	Lajthizë
AM42-00	42.079106	20.057929	625	plg., amph., qtz.	Microdiorite	Fusharrëz
AM24-02	42.093961	20.478092	480	serpentine	serpentine	Gjegjan
AM21-03	42.032117	19.900950	939	plg., amph., qtz.	Diabaz	Puke
AM11-03	42.101750	20.222233	451	amph., opaq., plag.	Plageogranite	Shemri
AM12-03	42.094767	20.133800	949	amph., opaq., plag., qtz.	Plageogranite	Qaf mali
AM28-02	42.106272	20.270752	556	plg., qtz., amph., actinote. très altérée	Plagiogranite	Shikaj
AM29-02	42.106272	20.270752	556	fk., plg., qtz., amph.,	Plagiogranite	Shikaj
AM30-02	42.100103	20.114121	841	fk., plg., qtz., amph.,	Plagiogranite	Fusharrez
AM48-02	42.039962	19.974597	726	fk., plg., qtz., amph.,	Plagiogranite	Bicaj
AM01-02	41.739947	19.845698	450	px., plg., grenat., spinel.	Eclogite	Derven
AM08-02	41.486730	20.188740	886	amph. très altérée (retromorphosé)	Amphibolite	Nderstife
AM09-02	41.049225	20.188310	907	amph. très altérée	Amphibolite	Nderstife
AM10-02	41.048186	20.188909	883	amph. chloritisé	Amphibolite	Nderstife

TABLE 3-1- Liste et coordonnées des échantillons étudiés
(suite).

Code	grid		Altitude	Description	Roche	Nom local
échantillon	reference		(m)			
AM23-02	42,096460	20,478896	476	qtz., mica, grenat, très déformé	Micaschiste	Gjegjan
AM40-02	40,544502	20,786701	1210	amphibolite, très altérée	Amphibolite	Boboshticë
AM45-02	42,012456	19,664198	209	amph, fids (altérée)	Amphibolite	Qaf Gomsiqe
AM46-02	42,012381	19,664757	209		Ultramylonite	Qaf Gomsiqe
AM01-03	41,182533	20,240133	551	amph., plg. (séricitisé)	Amphibolite	Mirake
AM02-03	41,483787	20,369900	792	amph., plg. (séricitisé)	Amphibolite	Ternove
AM04-03	41,780013	19,775350	88	amph. (altéré), plg. (très altéré)	Amphibolite	Rrethi i epërm
AM05-03	41,780100	19,781033	88	amph. (altéré), plg. (très altéré)	Amphibolite	Rrethi i epërm
AM18-03	42,070176	19,759660	346	amph. (altéré), plg. (très altéré)	Amphibolite	Karme
AM09-03	42,096750	20,489467	503	amphibolite à épidote. Amph. (chlorit.), plg(séricitisé)	Amphibolite	Gjegjan
AM40-02/B	40,544502	20,786701	1210	amphibolite à épidote	Amphibolite	Boboshtice
AM20-03	42,021767	19,678133	149	amphibolite très déformée	Amphibolite	Gomsiqe
AM10-03	42,091050	20,486680	550	mica, felds. (séricitisé), qtz., grenat.	Micaschiste	Gjegjan
AM25-02	42,058534	20,504297	750	quartzite	Verrucano	Nimçe
AM08-03	42,058534	20,504297	750	détritique, galets déformés et la matrice non	Verrucano	Nimçe
AM27-00	42,005008	20,523131	800	qtz., musco., biot., séric., déformé	Grès	Shtrez
AM18-02	41,704606	19,767902	98	qtz., feldspaths, mica.	Grès	Rubik
AM27-02	42,005008	20,523131	750	très altérée et déformé	Grès	Nimçe
AM31-02	41,863323	19,995203	408	déformé, foliation soulignée par muscovite	Grès	Reps
AM32-02	41,209690	19,951960	493	déformé, foliation soulignée par muscovite	Grès	Krrab
AM33-02	41,055576	20,154446	749	déformé, foliation soulignée par muscovite	Grès	Shelsan
AM34-02	41,045480	20,189282	800	amph., plg., (séricitisé) un peu de mica	Grès	Nderstile
AM35-02	41,166362	20,235797	202	grès	Grès	Xibrake
AM36-02	41,072903	20,509549	527	plg., fk., mica. Struc. magmatique	Granite	Përrenjas
AM37-02	40,720267	20,656212	805	grès	Grès	Maliq
AM38-02	40,726748	20,664076	808	grès	Grès	Maliq
AM39-02	40,541187	20,790521	1200	mica, qtz., plg., sphène	Tuf	Boboshticë
AM06-02	41,753155	19,861213	278	grès	Grès	Derven
AM43-02	42,008941	19,596526	39	grès	Grès	Gjadri
AM49-02	41,812663	19,922964	394	grès	Grès	Shpal
AM50-02	41,784806	19,865146	133	grès	Grès	Gziq
AM51-02	41,704345	19,767025	102	grès	Grès	Rubik
AM07-03	41,941283	20,393516	635	grès	Tuf brèche	Resk
AM15-03	42,263400	20,015533	206	grès déformé	Flysch	Poravë
AM19-03	42,073800	19,739183	192	grès déformé	Grès	
AM22-03	41,362017	19,956350	794	grès	Grès	Qaf molle
AM23-03	42,372533	19,972233	867	grès	Grès	
AM24-03	41,373133	20,004167	1 227	grès	Grès	Afer selites
AM25-03	41,166283	20,204667	191	grès	Grès	Mirake
AM29-03/A	41,284724	19,515511	42	galet de granite	Conglomérat	Shk. Kavajes
AM29-03/B	41,284724	19,515511	42	grès	Grès	Shk. Kavajes

TABLE 3-1- Liste et coordonnées des échantillons étudiés
(suite).

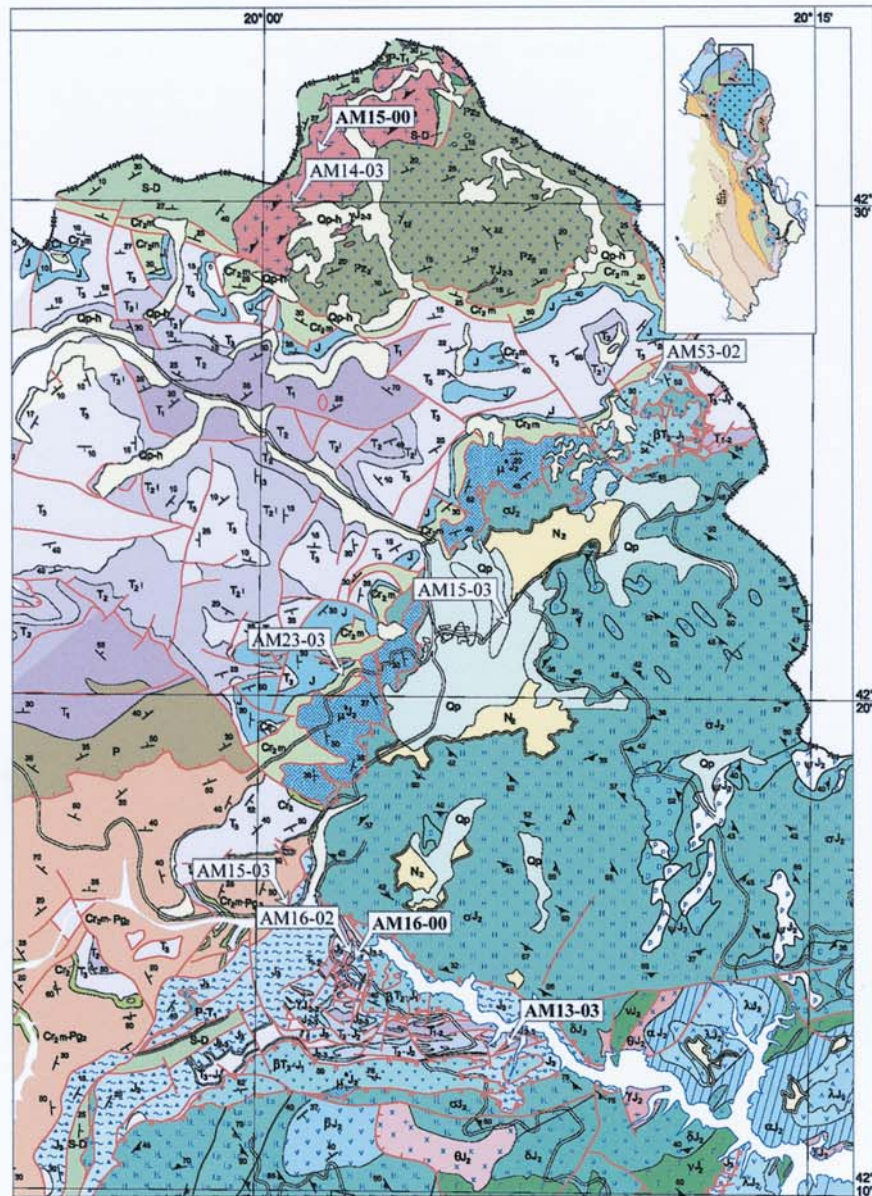


FIG 3-1- Présentation de l'échantillonnage de la partie nord de la zone de Mirdita et de la zone de Gashi, sur la carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003)

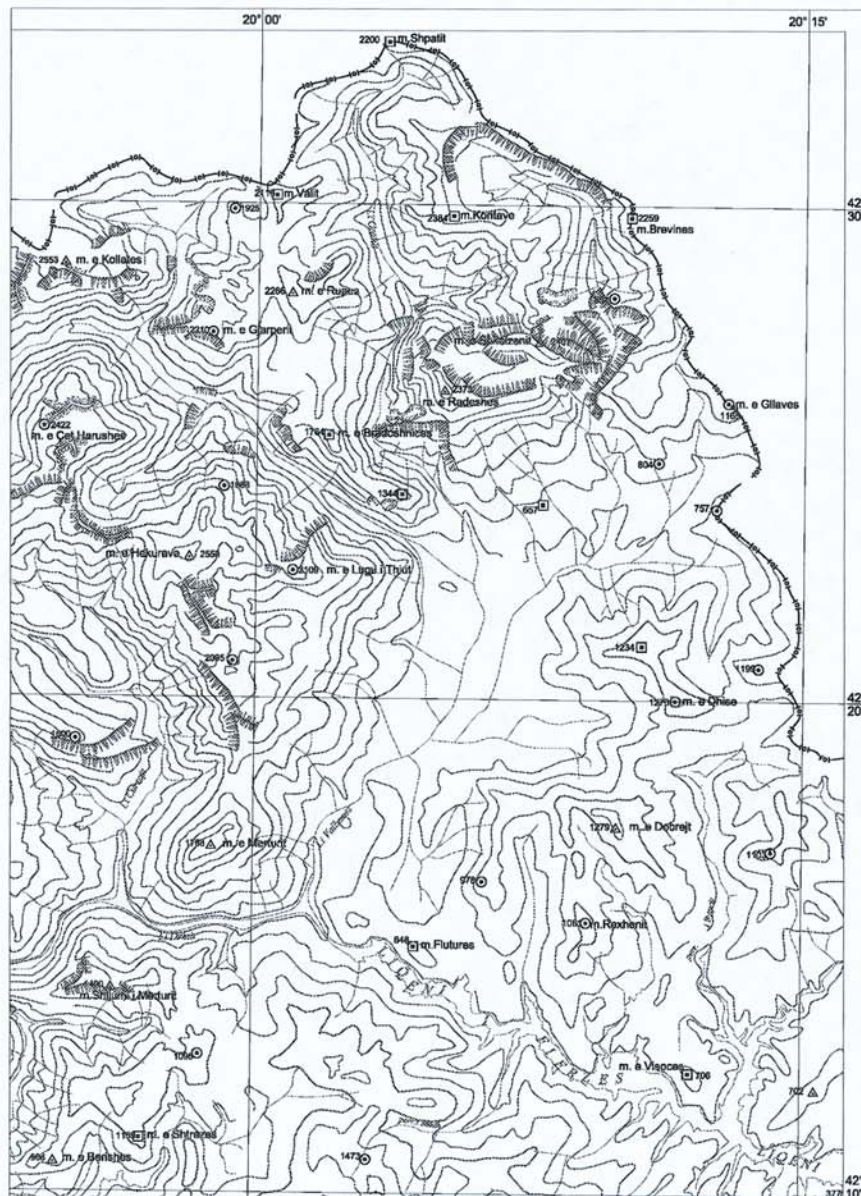


FIG. 3-2- Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-1, d'après la carte géologique d'Albanie 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

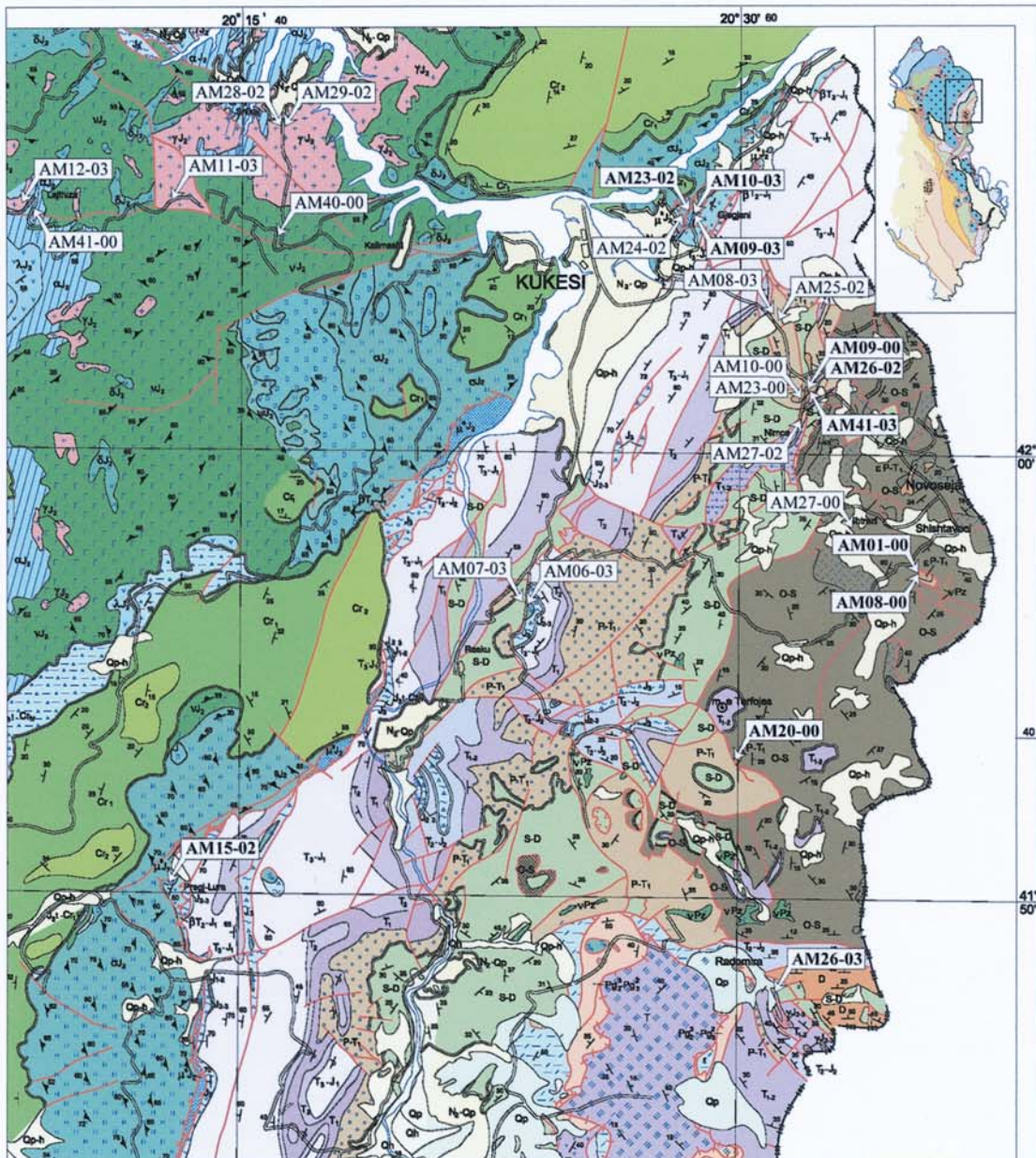


FIG. 3-3- Présentation de l'échantillonnage de la partie est de la zone de Mirdita et de la zone de Korabi, sur la carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003)



FIG. 3-4 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-3, d'après la carte géologique d'Albanie 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

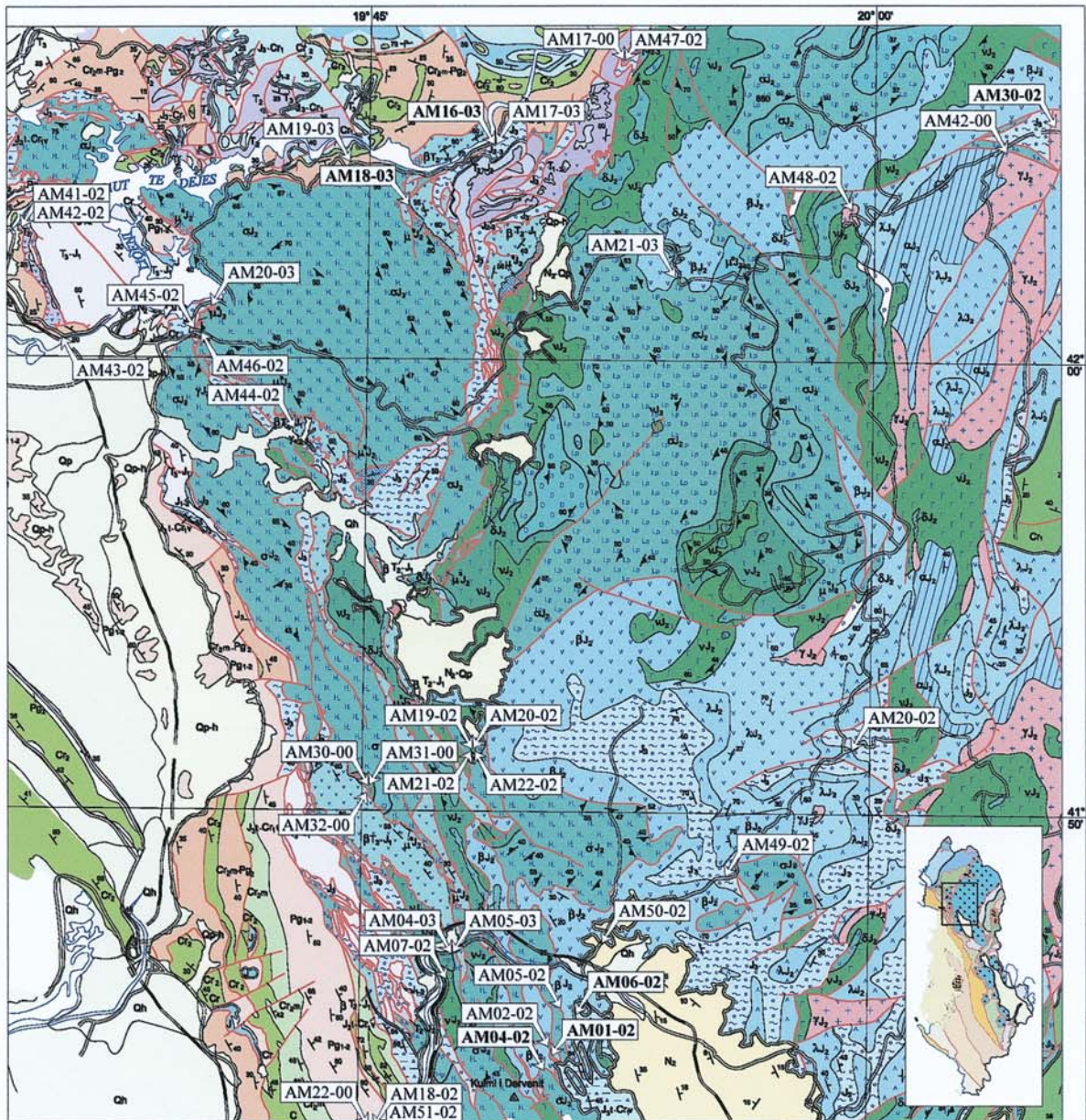


FIG. 3-5 Présentation de l'échantillonnage de la partie ouest de la zone de Mirdita et des zones externes, sur la carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).



FIG. 3-6 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-5, d'après la carte géologique d'Albanie 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

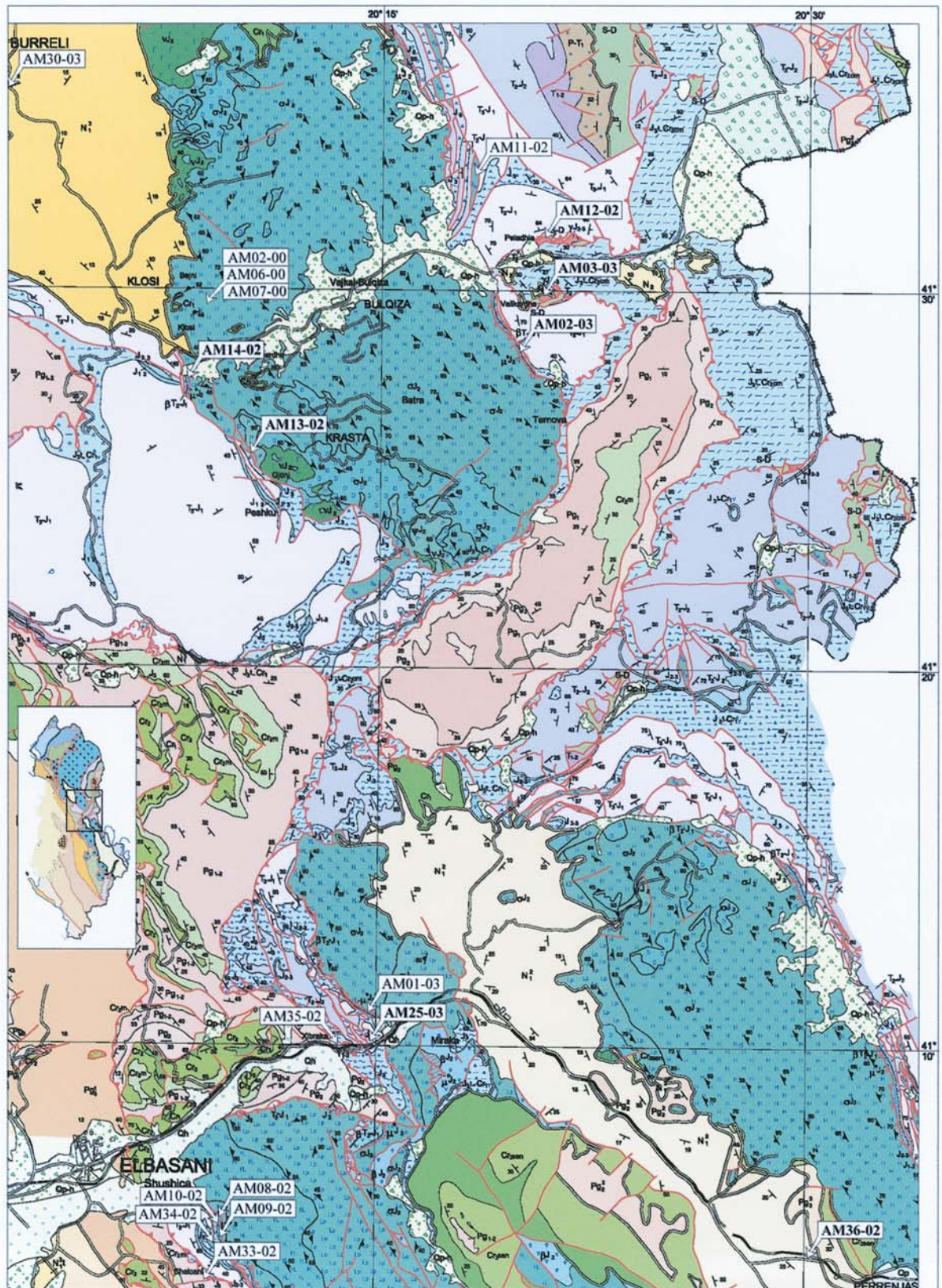


FIG. 3-7 Présentation de l'échantillonnage de la partie centrale de la zone de Mirdita et de la zone Korabi, sur la carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

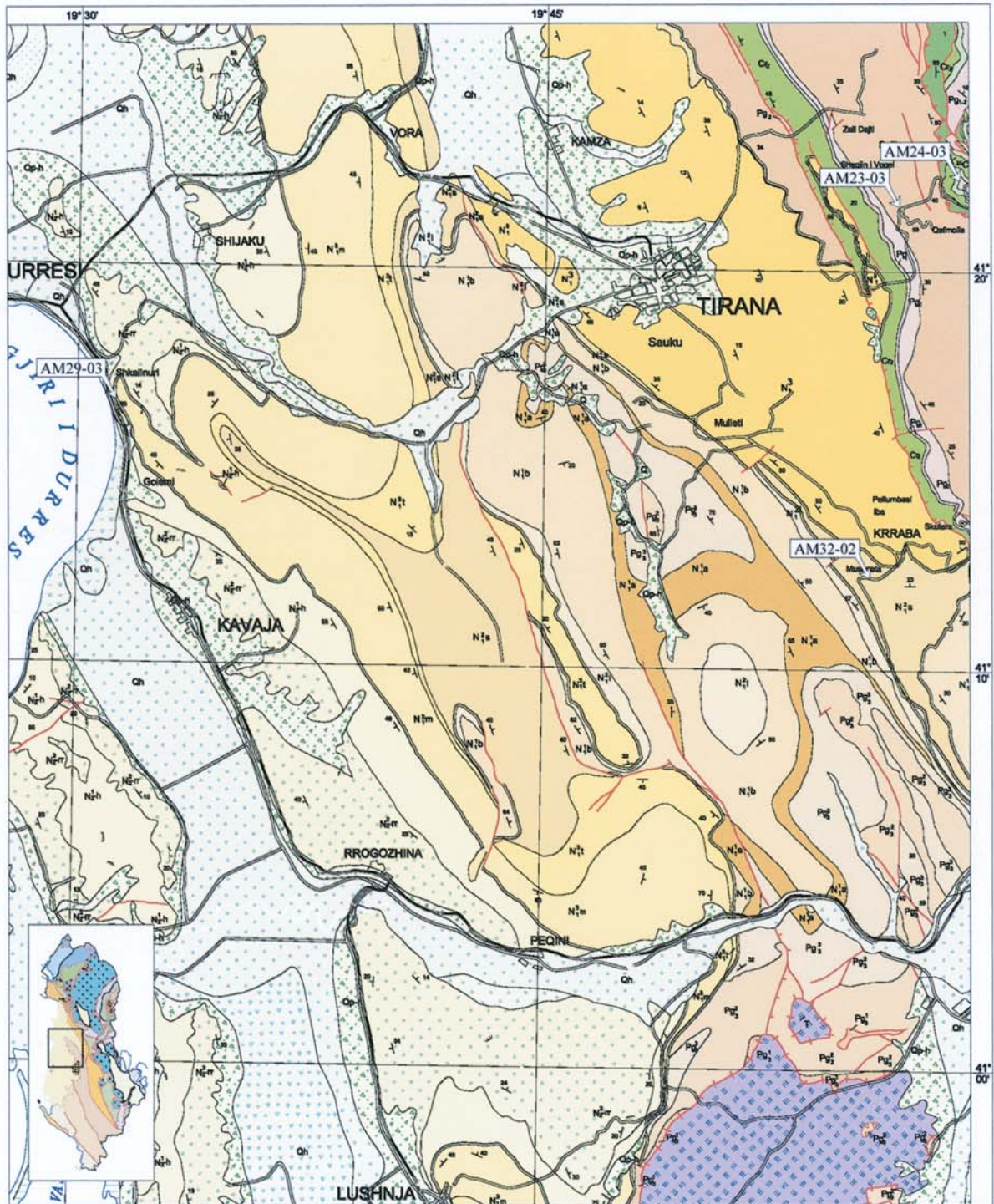


FIG. 3-9 Présentation de l'échantillonnage des zones Externes, sur la carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

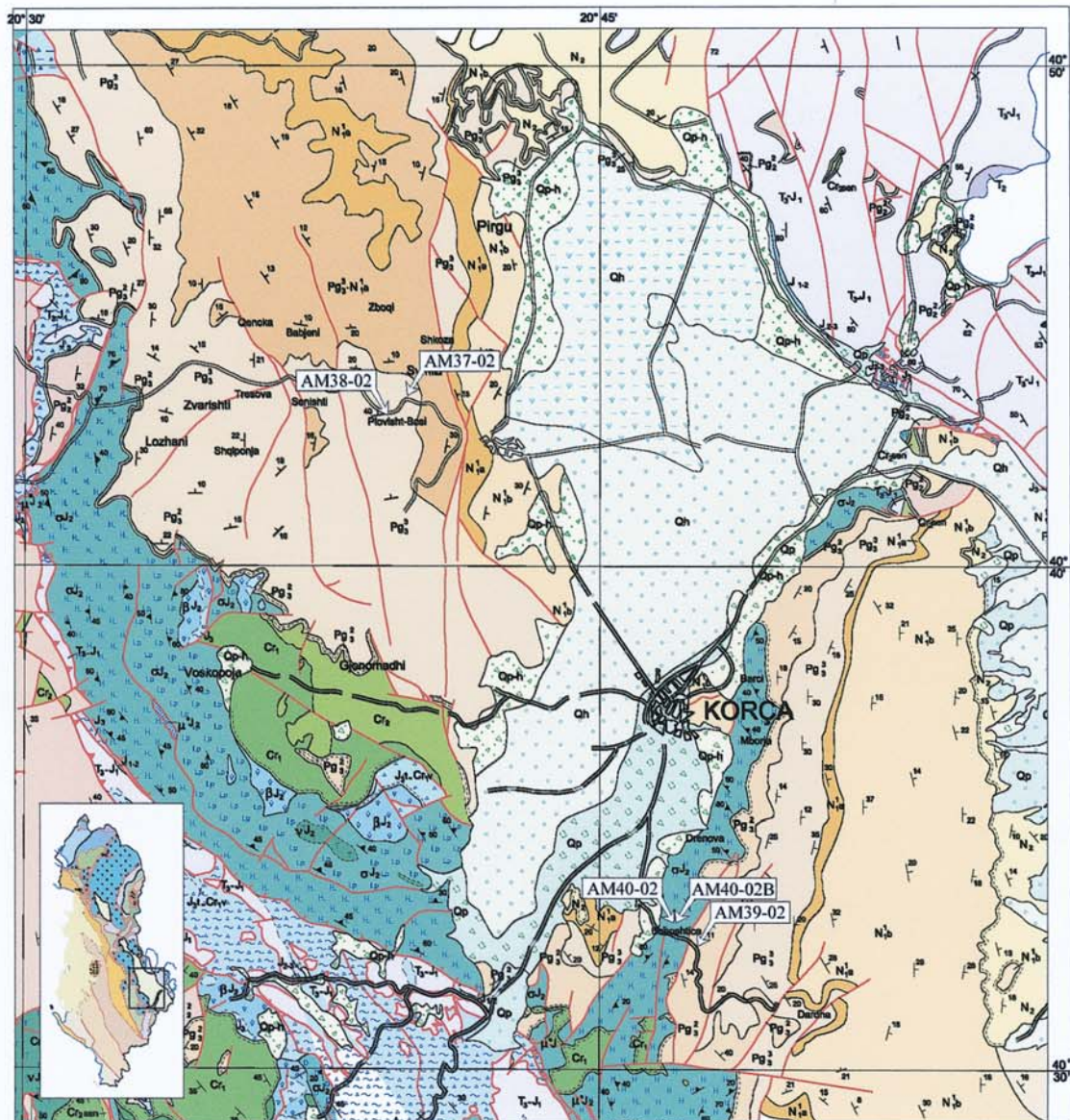


FIG. 3-11 Présentation de l'échantillonnage des parties sud-est de la zone de Mirdita et Korabi, sur la carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

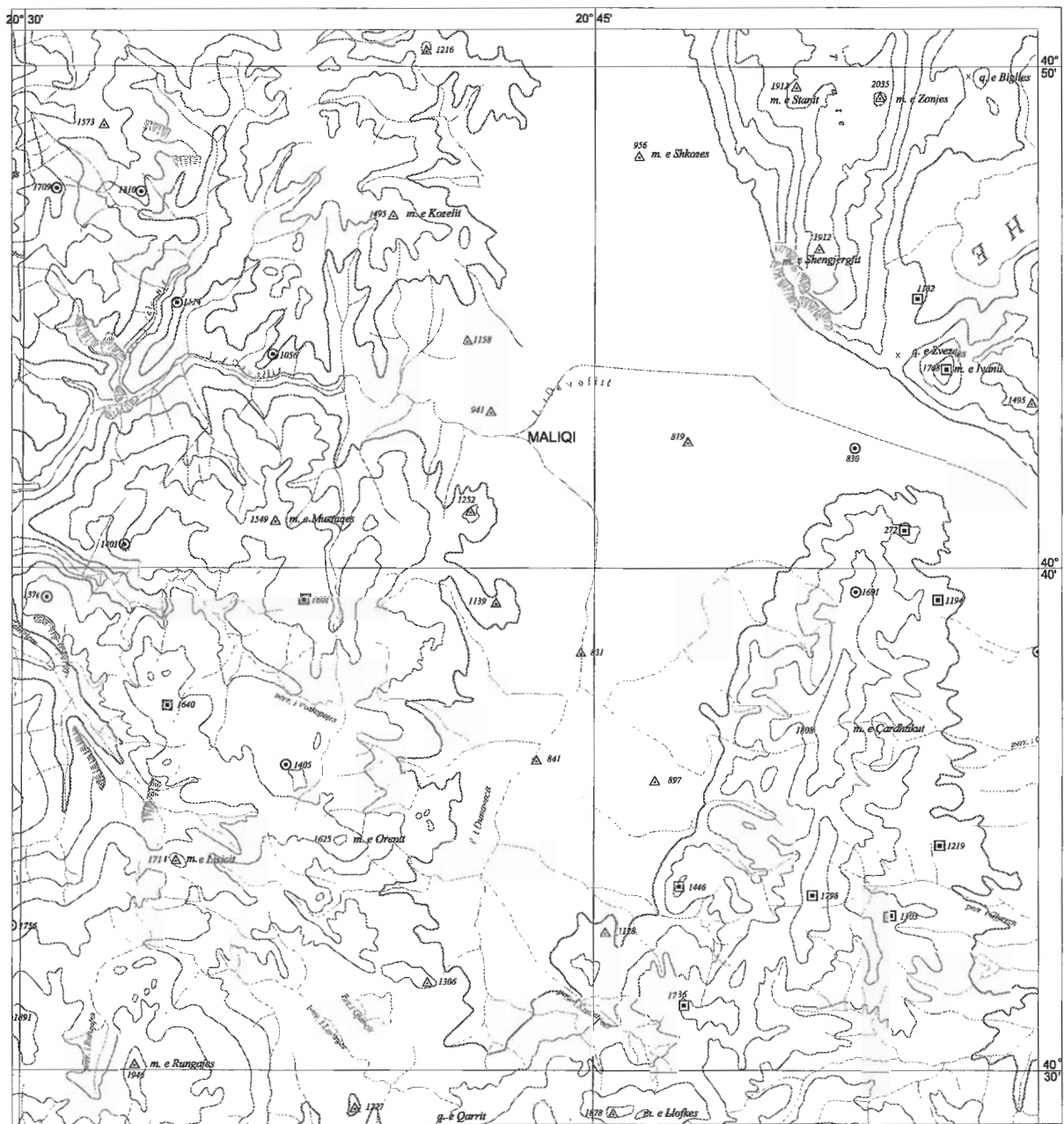


FIG. 3-12 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-11, d'après la carte géologique d'Albanie 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

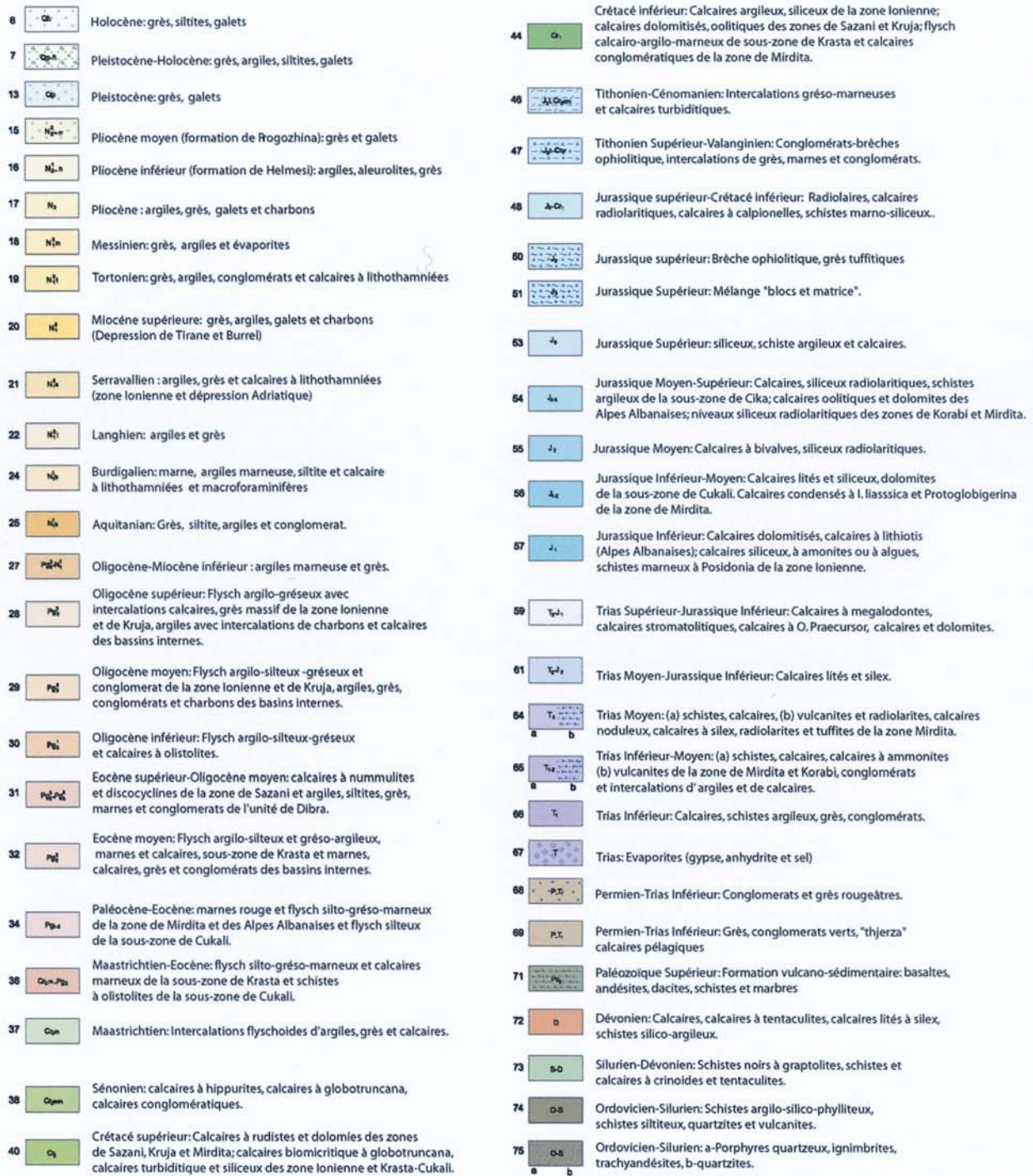


Fig. 3-13 Légende de la Carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003).

76		Jurassique Moyen: semelle métamorphique (amphibolites, paragneiss, micaschistes).	100		Limite géologique normale.
77		Jurassique Moyen: roches métamorphiques océaniques (métabasaltes).	101		Limite géologique supposée.
78		Serpentinites, serpentinites bréchiolite, gabbros, euphotides, etc.	102		Limite géologique discordante.
79		Jurassique Moyen-Supérieur: granites continentaux (granites, granodiorites, granosyérites)	103		Limite géologique entre les roches magmatiques de la même formation.
80		Jurassique Moyen: intrusions ultramafiques.	104		Limite tectonique subverticale.
81		Jurassique Moyen: basaltes andésitiques, boninites andésites-dacitiques, rhyolites.	105		Limite tectonique chevauchante.
82		Jurassique Moyen: laves basaltiques en coussin, basaltes andésitiques.	106		Limite tectonique des chevauchements ante Crétacé.
83		Jurassique Moyen: basaltes.	107		Limite tectonique chevauchante.
84		Jurassique Moyen: complexe filonien.	108		Limite des glissements et des blocs gravitaires.
85		Jurassique Moyen: plagiogranites, diorites quartziques.	109		Pendage: a-normal, b-inverse.
86		Jurassique Moyen: microdiorites.	110		Foliation.
87		Jurassique Moyen: gabbro-gabbrodiorites.			
88		Jurassique Moyen: norites, gabbro-norites, gabbros amphibolitiques gabbros quartziques.			
89		Jurassique Moyen: gabbros.			
90		Jurassique Moyen: troctolites.			
91		Jurassique Moyen: pyroxénites.			
92		Jurassique Moyen: dunites.			
93		Jurassique Moyen: lherzolites plagioclasiqes.			
94		Jurassique Moyen: péridotites amphiboliques.			
95		Jurassique Moyen: séquence mantellique : harzburgites à intercalations des dunites dans la partie supérieure.			
96		Jurassique Moyen: harzburgites-lherzolites mantelliques, intercalations des dunites.			
97		Trias Moyen-Jurassique inférieur: ophiolites, formation volcano-sédimentaire.			
98		Paléozoïque: monzonites.			
99		Paléozoïque: gabbros, gabbrodiabases.			

FIG. 3-13 Légende de la Carte géologique d'Albanie, 1/200 000 (ISPGJ-IGJN, 2003), suite.

CHAPITRE 4 ASPECTS EXPÉRIMENTAUX DES ANALYSES PAR TRACES DE FISSION

Les datations présentées dans ce travail ont été réalisées sur des cristaux d'apatite et de zircon. Pour cela environ 2 à 5 Kg de matériel ont été prélevés sur chaque affleurement afin d'effectuer broyage et séparation. Ces opérations ont été réalisées au LGCA, mettant en oeuvre les techniques conventionnelles, c'est-à-dire en utilisant des liqueurs denses, un séparateur magnétique et en effectuant un tri final des minéraux manuellement sous une loupe binoculaire.

1. PRÉPARATION DES APATITES

Les cristaux d'apatite ont été sélectionnés suivant leur morphologie afin d'obtenir un lot de grains homogène. Les cristaux ont été alignés dix par dix suivant leur axe c. Ils ont ensuite été coulés dans une résine epoxy pour obtenir une pastille cylindrique de 18 mm de diamètre et 1-2 mm d'épaisseur, dont la surface a été soigneusement abrasée et polie. Cette opération est importante car elle est le garant d'une attaque chimique réussie. En effet, si le polissage laisse des rayures ou des imperfections, celles-ci seront systématiquement amplifiées lors de la révélation, compliquant fortement la datation.

Les traces spontanées ont été révélées à l'acide nitrique dosé à 5 mol, à une température de 20°C pour une durée précise de 20 secondes. Puis une feuille de mica (muscovite pauvre en U) a été disposée sur chaque pastille comme détecteur externe avant d'être irradiée.

2. PRÉPARATION DES ZIRCONS

La sélection des zircons a été effectuée dans chaque séparation au préalable afin d'obtenir un stock de zircons homogènes morphologiquement (forme, couleur, opacité...). Les zircons ont été inclus par pression chaude (~200°C) dans des feuilles de Téflon de 1 cm² et de 0,5 mm d'épaisseur. Une cinquantaine de zircons au maximum sont inclus dans le Téflon afin de faciliter le repérage des grains lors de la datation. La pastille est ensuite polie avant attaque chimique.

La révélation des traces a été faite suivant le protocole expérimental proposé par Gleadow & al. (1976), qui préconisent un mélange eutectique

NaOH-KOH. Nous avons travaillé à une température constante de 220°C avec un bain eutectique dans une capsule de Téflon maintenue dans une étuve à température contrôlée à ± 1°C. Les temps d'attaque ont été adaptés aux réactivités spécifiques de chaque famille de zircons. En effet, le temps nécessaire pour révéler les traces est très variable d'un échantillon à l'autre, de 10 à 60 heures. Nous avons procédé de la façon suivante : après une attaque de 10 heures nous avons effectué un premier examen sous microscope afin de tester l'état d'avancement de la révélation. En cas de besoin, l'attaque a été prolongée par séquences de 2 à 5 heures avec contrôle de l'état de révélation des traces au microscope entre chaque séquence. La dernière étape avant l'irradiation consiste à déposer à la surface de chaque Téflon un détecteur externe (feuille de mica).

3. CONDITIONS D'IRRADIATION

L'irradiation neutronique des échantillons a été effectuée dans la position P1 du réacteur ORPHEE du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay.

Dans cette position, le flux nominal de neutrons thermiques est de $1,4 \times 10^{13}$ n/cm². Les durées d'irradiation demandées sont variables, avec en moyenne 35 secondes pour les zircons, correspondant à une fluence neutronique d'environ 5×10^{14} n/cm² et 255 secondes pour les apatites, soit une fluence d'environ 3×10^{15} n/cm².

Les irradiations des zircons et des apatites se font séparément. Cependant la procédure est la même. Il s'agit de placer les échantillons dans un furet cylindrique de 2 cm de diamètre et de 7 cm de longueur. En général, trois dosimètres de fluence neutronique, chargés de contrôler le gradient de flux de neutrons, sont disposés au centre et aux deux extrémités du conteneur cylindrique. Ces dosimètres sont des pastilles de verre CN-1, CN-5 et 962 du NIST (National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg, Maryland, USA). Ces détecteurs sont recouverts sur chacune de leur face d'une feuille de mica. Après irradiation, les feuilles de mica sont attaquées pendant une durée de ~18 minutes dans l'acide HF à 48%, afin de révéler les traces induites

par la fission de ^{235}U dans les détecteurs externes.

Les mesures de densités de traces induites et fossiles, ainsi que celles des longueurs, sont effectuées au microscope optique avec un objectif X100 et des oculaires X10, en lumière transmise.

Lorsque les cristaux d'apatite ou de zircon sont alignés, on peut repérer facilement l'image (traces induites sur le mica) d'un grain.

Cependant, dans notre travail une partie importante des échantillons (apatite et zircon) ont été saupoudrés. Cette technique permet de placer plus de 100 grains sur une surface de pastille (apatite) ou téflon (zircon) et diminue aussi beaucoup le temps

de montage des échantillons, mais elle présente l'inconvénient de rendre peu aisé le repérage sur le détecteur externe.

Toutefois nous avons pu utiliser cette technique grâce à l'utilisation d'une platine automatique guidée par le logiciel FTstage (Dimitru 1993) qui enregistre la position de deux grains par rapport à un point de référence et permet ainsi de retrouver à chaque instant la position de chaque grain et de son image sur le mica.

En définitive 37 datations ont pu être réalisées : 7 sur zircons et 30 sur apatites.

CHAPITRE 5 RESULTATS ET DISCUSSION DES AGES TRACES DE FISSION

1- RÉSULTATS

Les tables 5-1, 5-2 et 5-3 présentent les 30 âges obtenus sur apatite et les 7 âges obtenus sur zircon. La majorité des âges obtenus proviennent des roches cristallines. Seuls 6 échantillons de roches détritiques nous ont fourni des âges TF sur apatite. Les tableaux sont subdivisés selon les différentes zones d'après l'affinité paléogéographique de chaque unité. Certains échantillons ont fait l'objet d'un

comptage croisé effectué par d'autres personnes du laboratoire de Thermochronologie du LGCA Grenoble (notamment par Erika Labrin). Tous les âges sont reportés comme des âges centraux (Hurford, 1990 ; Galbraith & Laslett, 1993), avec une incertitude de $\pm 1\sigma$. Ils varient entre $9,7 \pm 0,9$ Ma et 115 ± 12 Ma pour les apatites (Table 5-1; Figure 5-1) et de $103,2 \pm 9,6$ Ma (AM15-00) à $174,3 \pm 15$ Ma (AM13-03) pour les zircons (Table 5-3 ; Figure 5-1).

Echantillon	Grid Reference	Alt. m.	n	\bar{D} $10^5/cm^2$	N_c $10^5/cm^2$	\bar{D} $10^5/cm^2$	N_c $10^5/cm^2$	N_d	$P(\bar{D})$ %	D %	$t \pm 1\sigma$ Ma	MTL \bar{m}	SD \bar{m}	No lengths	D_{par}	Obs.		
Korabi																		
AM1-00	41.962365	20.585784	1295	27	1.83	(574)	9.68	(3029)	3,524	(15097)	96	0	11.3±0.6	10.43	2.9	103	1.7	1
AM8-00	41.962471	20.585321	1300	21	2.6	(486)	12.9	(2410)	3,524	(15097)	91	6	11.9±0.7	12.21	2.1	135	1.7	1
AM20-00	41.894265	20.501213	1750	26	0.366	(97)	1.968	(521)	3,524	(15097)	>99	0	11.1±1.2	11.05	2.6	78	2.2	1
id	id	id	id	23	0.325	(76)	2.498	(584)	5,121	(15671)	>99	0	11.2±1.4					1
id	id	id	id	6	0.407	(22)	2.18	(118)	3,524	(15097)	98	0	11.6±2.7	12.18	2.2	107		2
AM9-00	42.025532	20.52856	750	20	1.36	(326)	7.49	(1797)	3,524	(15097)	>99	0	10.8±0.7	12.21	2.1	124	1.4	1
id	id	id	id	20	1.56	(308)	9.08	(1787)	3,524	(15097)	>99	0	10.7±0.7	11.928	2	108		2
id	id	id	id	15	1.76	(236)	12.89	(1728)	5,345	(16698)	72	1	12.3±0.9					1
AM26-02	42.025532	20.52856	750	20	2.3	(359)	15.13	(2564)	5,345	(16698)	90	0	13.7±0.8					1
AM27-02	42.005008	20.523131	800	22	2.51	(378)	13.342	(2009)	5,345	(16698)	92	0	17±1.0					1
AM25-02	42.058534	20.504297	750	13	1.39	(80)	11.56	(665)	5.411	(11155)	96	0	11±1.3					1
AM12-02	41.516216	20.334951	680	23	1.146	(186)	9.558	(1551)	5.411	(11155)	>99	0	11±0.9	10.20	3.0	107	1.4	1
id	id	id	id	24	1.435	(269)	9.896	1855	5.345	16698	>99	0	13.1±0.9					1
AM41-03	42.02550	20.58578	810	21	3.15	(594)	16.24	(3061)	5.345	(16698)	97.2	0	17.5±0.8	13.01	2.87	109	2.2	1
AM26-03	41.78333	20.52003	2020	20	0.78	(137)	7.29	(1275)	5.345	(16698)	>99	0	9.7±0.9					1
Mirdita E																		
AM15-02	41.762162	20.225728	875	26	0.356	(68)	2.215	(423)	5.411	(11155)	>99	0	14.7±1.9					1
AM23-02	42.09646	20.475896	476	21	1.017	(175)	6.396	(1101)	5.411	(11155)	95	0	14.5±1.2					1
AM02-03	41.483787	20.3699	792	17	0.256	(21)	1.477	(121)	5.345	(16698)	>99	0	15.7±3.7					1
AM10-03	42.09105	20.48668	521	19	2.126	(325)	8.95	(1368)	5.345	(16698)	94	0	21.4±1.4					1
Mirdita W et centrale																		
AM16-00	42.247311	20.048543	305	24	1.83	(373)	2.21	(451)	3,524	(15097)	91	1	49±3.5					1
AM30-02	42.100103	20.114121	841	17	1.08	(127)	1.95	(229)	5.411	(11155)	>99	0	50.5±5.7					1
AM13-02	41.403603	20.192961	760	24	1.439	(148)	3.131	(322)	5,345	(16698)	>99	0	41.4±4.2	12.96	1.3	30	1.7	1
AM14-02	41.455855	20.138349	450	8	2.02	(96)	4.129	(196)	5,411	(11155)	>99	0	44.6±5.6					1
AM18-03	42.070176	19.75966		19	0.712	(84)	1.593	(188)	5,345	(16698)	>99	0	40.2±5.3					1
AM4-02	41.43.55	19.48.12	600	21	0.25	(57)	0.33	(75)	5.411	(11155)	>99	0	69.1±12.2					1
AM1-02	42.43.55	20.48.12	600	20	2.07	(340)	8.79	(1442)	5.411	(11155)	99	0	21.5±1.4	13.40	1.47	41	1.8	1
id	id	id	id	22	1.754	(321)	8.43	(1543)	5.345	(16698)	86	0	18.8±1.2					1
AM47-02	42.06.30	19.52.00	550	21	1.03	(171)	3.71	(619)	5,345	(16698)	>99	0	24.9±2.2					1
AM11-03	42.10175	20.22223	451	12	2.98	(214)	2.36	(169)	5.430	(16698)	89	0	115±12					1
AM6-02	41.75316	19.86121	278	50	4.10	(1261)	12.12	(3727)	5.345	(16698)	39	11	30.4±1.2					1
AM25-03	41.16628	20.20467	191	33	2.67	(682)	6.82	(1740)	5.345	(16698)	>99	0	35.3±1.7					1
Gashi																		
AM15-00	42.317921	20.036764	1865	7	0.869	(47)	1.33	(72)	3.524	(15097)	95	0	38.7±7.3					1
id	id	id	id	7	1.19	(51)	2.556	(109)	5.121	(15671)	86	0	40.3±6.9					1
Les bassins Tertiaires intra- ophiolitiques et externes																		
AM36-02	41.07290	20.50955	527	22	1.27	(241)	4.06	772	5.345	16698	>99	0	28.1±2.1	12.56	1.19	102	1.6	1
AM29-03/A	41.28472	19.51551	42	25	1.19	(228)	3.67	(704)	5.345	(16698)	>99	0	29.2±2.3					1
AM29-03/B	41.28472	19.51551	42	28	2.89	(690)	7.00	(1675)	5.345	(16698)	72	1	37.1±1.8					1
AM37-02	40.72027	20.65621	805	47	2.03	(457)	7.85	(1765)	5.857	(11155)	0	39	24.5±2.1					1

TABLE 4-1 Résultats des datations traces de fission obtenues sur apatite dans les Albanides (Légende voir table 4-3).

Un seul échantillon détritique présente plusieurs populations d'âges (AM37-02 ; Table 5-2). Nous avons effectué des mesures de longueurs de traces confinées sur 9 échantillons qui ont présenté suffisamment de grains d'apatite. La longueur moyenne des traces confinées (MTL) varie de $12,2 \pm 0,3 \mu\text{m}$ (AM12-02) à $13,4 \pm 0,2 \mu\text{m}$ (AM102), avec un écart-type (SD) de 1,2 à 3,0 μm (Table 5 -1). Afin d'avoir un contrôle de l'influence de la chimie des apatites sur la cinétique des longueurs de traces, nous avons aussi mesuré le Dpar (la moyenne arithmétique du diamètre des traces projetées, mesuré parallèlement à l'axe C de l'apatite ; Carlson & al., 1999).

Ces valeurs varient de 1,4 à 2,3 μm indiquant des apatites de composition et de cinétique comparables au standard Durango (Carlson & al., 1999 ; Barbarand & al., 2003a). Afin de corriger l'influence de l'anisotropie de l'apatite sur les longueurs des traces de fission (Donelick & al., 1999) l'angle par rapport à la direction de l'axe « C » a également été mesuré pour chaque trace confinée.

TABLE 4-2 Résultats des datations traces de fission sur apatite obtenues sur les roches détritiques.

N, nombre de grains datés; P1, P2 et P3 : populations d'âges obtenus.

Echantillon	Deposition (Ma)	n	Gamme d'âges (Ma)		
			P1 \pm 1	P2 \pm 1	P3 \pm 1
AM25-03	J3	33	26,5 - 50,8	35,3 \pm 1,7 100%	
AM6-02	J3-Cr1	50	20,2 - 49,3	30,4 \pm 1,2 100%	
AM38+37-02	Oligocène	47	5,4 - 98,2	14,3 \pm 3,3 30,30%	26,1 \pm 4,2 57,90%
AM29-03/B	Pliocène	28	17,7 - 49,7	37,1 \pm 1,8 100%	50,1 \pm 10,6 11,70%

Echantillon	Grid Reference	Alt. m.	n	λ_s $10^5 / \text{cm}^2$	N_s	λ_i $10^5 / \text{cm}^2$	N_i	λ_d $10^5 / \text{cm}^2$	N_d	$P(\chi^2)$ %	D %	$\pm 1\sigma$ Ma	Obs.	
Korabi														
AM8-00	41.965471	20.585321	1300	4	450.00	(1118)	48.309	(120)	1.696	(16271)	84	0	125,1 \pm 12,9	1
id	id	id	id	4	464.674	(1197)	55.124	(142)	1.696	(16271)	75	0	116,8 \pm 10,7	2
AM03-03	41.5001	20.34192	750	10	97.968	(1216)	7.734	(96)	1.76	(13753)	>99	0	156 \pm 17	1
Mirdita W														
AM13-03	42.2975	20.1442	370	15	112.773	(2493)	7.871	(174)	1.744	(13753)	>99	0	174,3 \pm 15	1
AM16-03	42.08455	19.80708	135	12	125.67	(2243)	14.96	(267)	1.766	(13753)	>99	0	104 \pm 7,6	1
Gashi														
AM15-00	42.517921	20.036764	1865	8	32.039	(1182)	4.174	(154)	1.969	(16271)	92	0	103,2 \pm 9,6	1
AM14-03	42.00266	20.01511	1500	13	57.22	(1353)	10.66	(252)	1.766	(13753)	85	0	66,7 \pm 5,1	1
Le bassin Tertiaire intra- ophiolitique														
AM39-02	40.54119	20.79052	1200	14	58.77	(1363)	27.90	(647)	1.766	(13753)	87	0	26,2 \pm 1,5	1
id	40.54119	20.79052	1200	13	47.85	(1318)	27.16	(748)	1.766	(13753)	61	1	27,8 \pm 1,6	1

TABLE 4-3 Résultats de datations traces de fission sur zircon obtenues dans les Albanides.

Les définitions sont les suivantes : N : nombre des grains comptés ; λ_s : densité des traces spontanées ; λ_i : densité des traces induites ; λ_d : densité de traces du dosimètre ; N_s , N_i , N_d : nombres de traces comptées pour déterminer la densité de traces rapportée respectivement ; $P(\chi^2)$: probabilité (χ^2) que les âges individuels représentent une population ; D : dispersion d'âge ; ζ , calibration standard ; MTL : moyenne des longueurs de traces confinées ; SD, σ : déviation standard de la distribution des longueurs de traces confinées ; N_o : nombre de longueurs de traces horizontales confinées mesurées. Tous les âges sont calculés comme des âges centraux [Galbraith & Laslett, 1993]. Dpar : diamètre des traces mesurées parallèlement à l'axe C de l'apatite. (e. g. Donelick & al., 1999; Carlson & al., 1999). Mesures 1, B. Muceku; 2, E. Labrin.

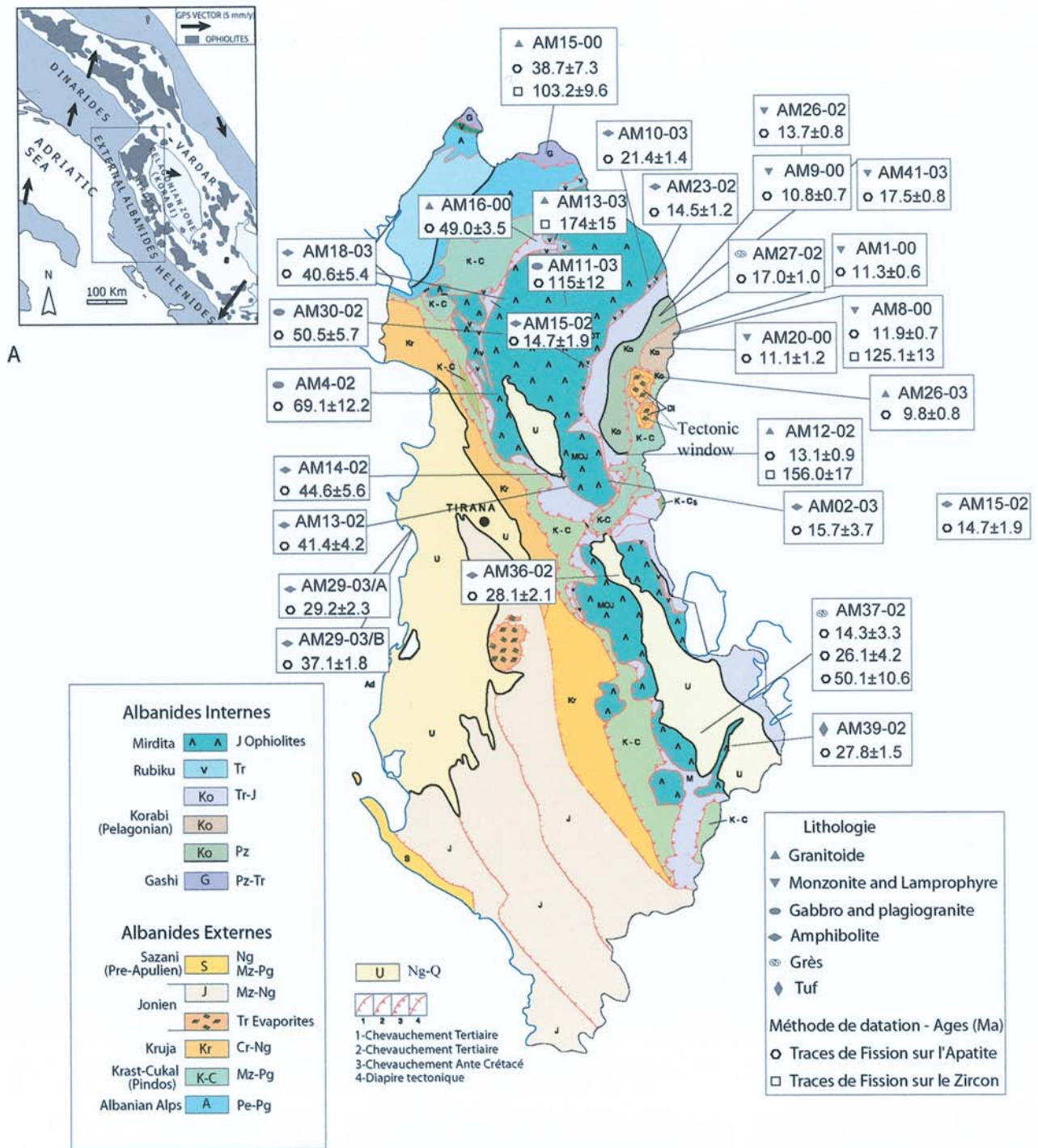


Fig. 5-1 Résultats TF sur apatite et zircon.

A : Situation des Albanides dans la branche sud des chaînes Méditerranéennes. B : Schéma géologique de l'Albanie (modifié de ISGJSH 2003) Pz, Paléozoïque ; Pe, Permien ; Mz, Mésozoïque ; Tr, Trias ; J, Jurassique ; Cr, Crétacé ; Pg, Paléogène ; Ng, Néogène ; Q, Quaternaire.

1-1 Zone de Korabi

Les âges traces de fission sur apatite (TFA) les plus jeunes (<20 Ma) sont obtenus dans la zone de Korabi. Il s'agit de roches intrusives (monzonites, lamprophyres, granites et granosyérites), recoupant les sédiments paléozoïques. Les échantillons sont situés entre les altitudes 750 m et 2020 m (Table 5-1; Figure 3-3 et 3-4). Les âges varient de $9,7 \pm 0,9$ Ma à $17,5 \pm 0,8$ Ma. Ils sont concordants avec les âges obtenus dans les amphibolites de la partie est de la zone de Mirdita (vers 15 Ma). Ce sont ces échantillons qui ont donné les informations les plus détaillées en ce qui concerne leur histoire thermique, en raison de la quantité et de la bonne qualité des apatites issues du magmatisme acide présent dans cette zone. Les mesures de longueurs de traces confinées ont été effectuées sur 6 échantillons. MTL varie de $12,2 \pm 0,3$ μm (AM12-02) à $13,0 \pm 0,3$ μm (AM41-03), avec une SD de 2,0 à 3,0 μm . Les moyennes des Dpar varient de 1,4 à 2,2 μm . Un seul âge traces de fission sur zircon (TFZ) est obtenu dans cette zone ; il est proche de 120 ± 10 Ma. La localisation des échantillons et les âges sont présentés sur les Figures 3-3 et 5-1.

1-2- Zone de Mirdita

La variation des âges TFA dans la zone de Mirdita est beaucoup plus large que dans celle de Korabi. Les âges obtenus sur les amphibolites et plagiogranites varient de $14,5 \pm 1,2$ Ma à 115 ± 12 Ma (AM11-03 ; AM23-02 ; Table 5-1; Figures 3-3, 3-5 et 5-1). Les âges TFZ varient de $103,2 \pm 9,6$ Ma (AM15-00) à $174,3 \pm 15$ Ma (AM13-03). On remarque que les âges TFA obtenus sur les amphibolites de la semelle métamorphique des ophiolites ne varient pas significativement dans la direction N-S, mais présentent une variation importante d'est en ouest, depuis 40-50 Ma (partie ouest) jusqu'à 14-20 Ma (partie est). Ces âges sont beaucoup plus jeunes que les âges de haute-température obtenus par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur Amphiboles et Mica (Dimo-Lahitte & al., 2001), lesquels présentent une variation légère selon une direction N-S (165-175 Ma), mais aucune variation selon la direction E-W. Un petit nombre de mesures de longueurs de traces confinées (de 30 à 40) a pu être effectué seulement sur une amphibolite et une pyroxénite à grenat (Gjata & al., 1992) avec des MTL de $13,0 \pm 0,2$ μm (AM13-02) à $13,4 \pm 0,3$ μm (AM1-02) et une SD de 1,3 à 1,4 μm respectivement. Les moyennes des Dpar obtenus pour ces échantillons sont 1,7 et 1,8 μm .

1-3- Zone de Gashi

Deux échantillons prélevés dans le massif granodioritique de Trokuzi, roche intrusive dans les formations terrigènes paléozoïques et recouverte par l'ensemble volcano-sédimentaire du Permien supérieur (Figure 3-1), ont été analysés par traces de fission. L'un qui présente une texture magmatique (AM15-00) nous a permis d'avoir un âge TFA de 40 ± 7 Ma et un âge TFZ de 103 ± 10 Ma. L'autre déformé (AM14-03) provenant du même massif donne un âge TFZ de $66,7 \pm 5,1$ Ma (Table 2-1).

1-4- Roches détritiques

Nous avons présenté dans la Table 5-2 et la Figure 5-1, les âges TFA de roches détritiques. Les apatites ou les zircons d'une roche détritique peuvent représenter des populations mélangées et présenter des groupes d'âges TF différents, en fonction des histoires d'exhumation des roches sources, âges antérieurs à leur dépôt dans le bassin. La majorité de nos échantillons (3) présente une seule population d'âge ; ceux-ci varient de $37,1 \pm 1,8$ à $30,4 \pm 1,2$ Ma. Un seul échantillon présente plusieurs populations d'âges. Il s'agit d'un échantillon Oligocène du graben de Korça. Les âges TFA des grains individuels varient de 5,4 à 98 Ma, et représentent trois populations d'âges ; la majorité des grains (~58%) forme une population à $26,1 \pm 4,2$ Ma, 30% ont un âge de $14,3 \pm 3,3$ Ma et 11,7% un âge de $50,1 \pm 10,6$ Ma.

Deux échantillons (AM36-02 et AM29-30/A ; Figures 3-7 et 3-9) qui proviennent des bassins détritiques, sont présentés dans la Table 5-1. Ces échantillons sont des galets de granite. AM36-02 provient des conglomérats d'âge Oligocène supérieur du bassin interne de Librazhdi et AM39-03/A provient du bassin pré-adriatique, dans les zones externes et il est d'âge Pliocène. Leurs âges AFT de $28,1 \pm 2,1$ Ma et $29,2 \pm 2,3$ respectivement, montrent les mêmes histoires thermiques (vers $100 \pm 10^\circ\text{C}$) pour ces galets. Les mesures des longueurs des traces de fission ont été effectuées sur un galet du bassin de Librazhdi. La MTL varie de $12,56 \pm 0,3$ μm avec SD de 1,2 μm (Table 5-1).

1-5- Tuf volcanique

Sur le rebord sud-est du Graben de Korça, nous avons daté par traces de fission sur zircon dans des sédiments oligocènes supérieur un tuf volcanique (AM39-02 ; Figure 3-11).

L'âge à 27-26 Ma (Table 5-1) obtenu sur ce tuf est bien compatible avec l'âge stratigraphique de ce bassin. Cette datation donne un âge absolu pour ces sédiments et met en évidence un événement volcanique régional à cette époque, que l'on peut situer dans l'arc magmatique situé à l'Est, en Bulgarie.

2- SIGNIFICATION DES RÉSULTATS : ÂGES APPARENTS ET ÂGES RÉELS

Tous les résultats présentent des âges traces de fission apparents ; ils ne tiennent pas compte d'autres facteurs qui auraient pu les influencer comme une perturbation de la géométrie des isothermes thermiques, ou un gradient thermique particulier dans les Albanides.

2-1- Perturbation de la géométrie des isothermes thermiques

L'âge traces de fission obtenu sur une roche donnée dépend fortement de la température subie et de son évolution au cours du temps. La connaissance de la variation de la température en profondeur est très importante si l'on veut comprendre les variations des âges TF ou des âges (U-Th)/He sur apatite.

Dans la lithosphère, la chaleur produite à l'intérieur de la Terre par radioactivité des isotopes instables, est transmise principalement par conduction ; le flux de chaleur est proportionnel au gradient thermique. Dans les zones orogéniques la chaleur est transmise par conduction ainsi que par advection. Le gradient thermique, peut aussi être modifié par advection de chaleur due à des magmas ou à des fluides, par la chaleur de friction le long d'une faille et par la topographie, ou par la combinaison de plusieurs de ces facteurs.

L'advection de chaleur peut être très localisée, dans le cas de la mise en place de filons ou de circulation hydrothermale le long de failles. Dans notre discussion nous n'avons pas pris en compte ces effets car les âges TFA ne varient pas beaucoup selon la direction N-S, ils montrent donc un caractère régional.

Le magmatisme dans la chaîne Albanaise est anté-Crétacé. Seuls des tufs volcaniques (0,5 à 3 m épaisseur) de caractère intermédiaire à acide avec une tendance alcaline sont observés au sein des dépôts terrigènes du Paléogène, du Néogène et du Quaternaire dans la partie centrale et sud de l'Albanie. Ces tufs ne sont pas liés à des événements volcaniques en Albanie mais à des événements volcaniques en Italie ou en Grèce, Bulgarie et Macédoine (Meço & Aliaj, 2000).

On ne connaît pas d'événements magmatiques ou volcaniques Tertiaires en Albanie. On peut donc écarter toute hypothèse d'advection de chaleur par des magmas durant cette période dans ce domaine.

2-2- Effets de la topographie, relation âge-altitude

Pour un taux d'exhumation constant (V), il a été démontré par plusieurs auteurs qu'une roche située au sommet d'une montagne a franchi l'isotherme de la température de fermeture d'un thermochronomètre donné avant une roche située dans une vallée ou à flanc de montagne (Figure 5-2).

Cette différence de temps est plus importante pour les thermochronomètres à haute température de fermeture et elle diminue pour les thermochronomètres de basse température de fermeture (Figure 5-2). Il est montré que l'effet de perturbation des isothermes causé par la topographie diminue exponentiellement avec la profondeur (Braun & al., 2006).

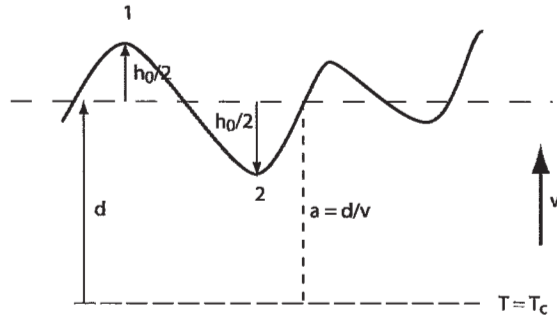
Plus la température de fermeture d'un thermochronomètre est basse, plus son isotherme suivra la topographie et plus la pente de la relation âge-altitude sera redressée. La pente âge-altitude obtenue sur les données d'un thermochronomètre où la topographie n'influence pas la géométrie de l'isotherme de température de fermeture, donnera ainsi le taux réel d'exhumation (Figure 4-2a).

Dans le cas contraire, une perturbation des isothermes liée aux effets topographiques donnera une surestimation du taux d'exhumation (Figure 5-2b). Si la perturbation des isothermes diminue exponentiellement par rapport à l'amplitude topographique, elle est proportionnelle à la longueur d'onde de la topographie.

Pour un thermochronomètre donné, il existe une longueur d'onde topographique donnée (λ_c) telle que, pour des valeurs inférieures à λ_c , la topographie n'influencera pas l'isotherme de la température de fermeture. Une correction de l'effet topographique en fonction de l'influence de l'isotherme est établie par Turcotte & Schubert (1982) et House & al. (1998).

Dans les cas précédents, nous avons considéré que la vitesse de surrection était égale à la vitesse d'érosion en tout point de la zone d'exhumation. Nous discuterons l'effet d'un changement d'altitude de la surface d'érosion sur la relation âge-altitude dans les cas de changement de topographie instantané, sans rééquilibration thermique, changement de topographie instantané, avec rééquilibration thermique et changement de topographie progressif, avec rééquilibration thermique (Maheo, 2002).

(a) High T_c thermochronometers



$$\begin{aligned} dh/da &\sim h_0/(a_1 - a_2) \\ a_1 &= a + h_0/2/v \quad \& \quad a_2 = a - h_0/2/v \\ \text{hence, } dh/da &= v \end{aligned}$$

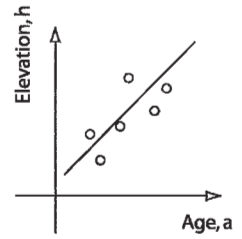
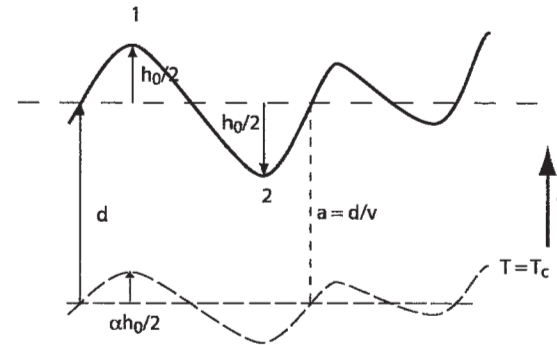
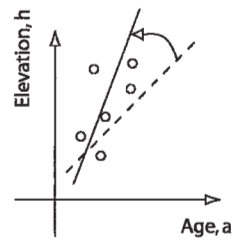


FIG. 5-2 Trois scénarios où le taux d'exhumation est estimé par la pente de la relation âge-altitude (AER)

(b) Low T_c thermochronometry



$$\begin{aligned} dh/da &\sim h_0/(a_1 - a_2) \\ a_1 &= a + h_0(1 - \alpha)/2/v \\ a_2 &= a - h_0(1 - \alpha)/2/v \\ \text{hence, } dh/da &= v/(1 - \alpha) \end{aligned}$$

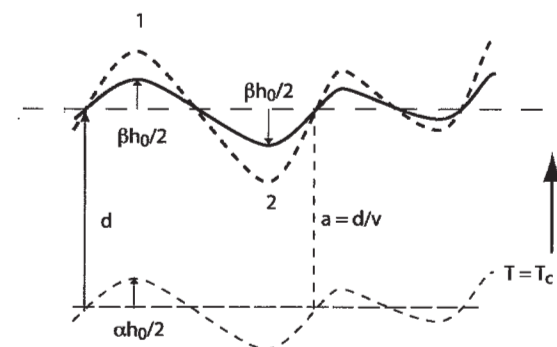


(a) dans les thermochronomètres de haute températures, la pente est égale au taux d'exhumation ;

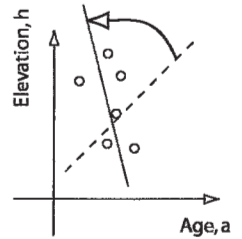
(b) dans les thermochronomètres de basse températures, la pente obtenue surestime le taux d'exhumation ;

(c) une décroissance du relief, produit une surestimation supplémentaire du taux d'exhumation de AER. Une large décroissance du relief peut se produire d'une manière régulière par une pente négative (Braun, 2002).

(c) Low T_c thermochronometry + Relief change



$$\begin{aligned} dh/da &\sim \beta h_0/(a_1 - a_2) \\ a_1 &= a + h_0(\beta - \alpha)/2/v \\ a_2 &= a - h_0(\beta - \alpha)/2/v \\ \text{hence, } dh/da &= \beta v/(\beta - \alpha) \end{aligned}$$



Considérons le cas simplifié où la forme de l'isotherme de la température de fermeture d'un thermochronomètre ne change pas au cours du temps. La topographie finale a pour amplitude Z , obtenue soit par augmentation ou diminution instantanée d'un relief (Figure 5-3). La vitesse d'exhumation apparente est calculée pour deux échantillons A et B distants verticalement de Z (Figure 5-3).

Il est possible de calculer la différence d'altitude, D de l'isotherme au droit de ces échantillons (déformation de l'isotherme par la topographie). Dans le cas où le relief n'a pas changé cette valeur est D_a et la vitesse d'exhumation apparente est :

$$V_{app} = V_x Z / (Z - D_a)$$

où V est la vitesse d'exhumation réelle. Dans le cas où l'amplitude Z de la topographie a été obtenue par

changement de relief, et la valeur D est produite par le relief initial, s'il y a une augmentation de relief, le relief initial étant plus petit, la valeur D (D_b ; Figure 5-3b) est inférieure à D_a . Par contre dans le cas où le relief a diminué, la valeur D (D_c ; Figure 5-3c) est supérieure à D_a . Ceci revient à dire que pour un même relief final, l'effet topographique est minimisé dans le cas où le relief a augmenté et au contraire que cet effet est augmenté si le relief a diminué.

Par conséquent dans le cas d'une augmentation de relief, la vitesse d'exhumation apparente se rapproche de la vitesse d'exhumation réelle (Figure 5-3). Par contre dans le cas d'une diminution, l'amplitude D_c de l'isotherme peut être supérieure à l'amplitude du relief final.

Dans ce cas il y a inversion de la relation âge-altitude (Figure 5-3) et la vitesse d'exhumation apparente est négative (Braun, 2002).

Cependant dans le cas d'un changement de topographie instantané, en ne considérant pas l'advection de chaleur par les échantillons eux-mêmes, l'équilibre thermique est atteint en moins de 1 Ma (Mancktelow & Grasemann, 1997).

Par conséquent par rapport aux cas précédents l'existence d'une rééquilibration thermique va diminuer les différences d'altitudes D_b et D_c , lesquelles vont tendre vers la valeur D_a , à l'équilibre avec la topographie finale.

Dans le cas d'un relief obtenu par augmentation de la dénivelée, la minimisation de l'effet topographique sera donc moindre.

Dans le cas du même relief final, mais obtenu par diminution, la différence entre vitesse d'exhumation apparente et vitesse réelle sera donc moins forte.

Pour les isothermes de basse température, le changement de relief lors de l'exhumation des roches, affecte la vitesse d'exhumation apparente.

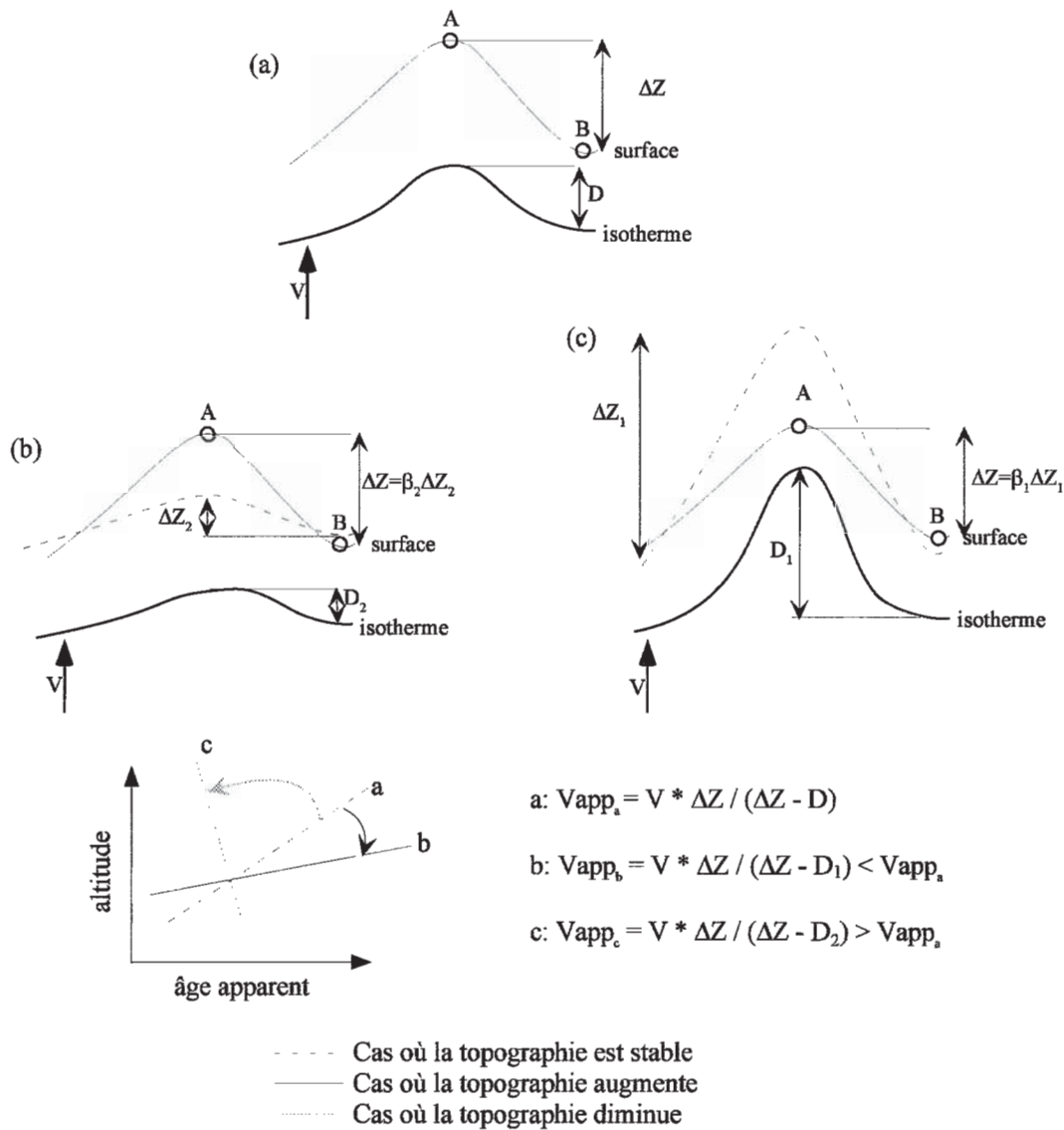


FIG. 5-3 Effet du changement de la topographie sur la relation âge-altitude dans le cas où les isothermes ne bougent pas au cours du temps.

Noter que le relief final est toujours le même. (a) topographie stable, (b) augmentation de la topographie, (c) diminution de la topographie (in Maheo, 2002).

Dans le cas où le relief a augmenté au cours du temps, si nous effectuons une correction de topographie stable sur la relation âge–altitude, la relation “ corrigée ” sous-estimera la vitesse d’exhumation réelle, mais en restant du même ordre de grandeur. Par contre si le relief a diminué au cours du temps, la relation “ corrigée ” surestimera nettement la vitesse d’exhumation réelle (Braun, 2002).

Les Albanides internes présentent des longueurs d’ondes topographiques de l’ordre de 20 Km selon la direction est-ouest, où les amplitudes topographiques varient de 2300 à 1500 m. Les vallées et les crêtes des montagnes suivent à peu près la direction N-S. Dans la zone de Korabi nous avons la densité la plus importante de données, réparties sur une distance de 25 Km à peu près selon la direction N-S. Sur la Figure 5-4, où nous avons représenté la relation âge–altitude, on observe que les âges ne varient pas sensiblement avec l’altitude, voire qu’il existe une relation inverse de l’âge par rapport à l’altitude avec les âges les plus jeunes au sommet. Cette situation correspond au cas (c) des figures 5-2 et 5-3. Ainsi, dans le cas de la zone de Korabi, si on suppose que la morphologie du relief n’a pas changé au cours du temps et même si l’influence de la topographie sur l’isotherme n’est pas exclue, une diminution importante du relief peut expliquer la relation âge–altitude obtenue.

2-3- Gradient thermique

Afin de transformer les histoires thermiques en taux d’exhumation, nous avons besoin de connaître le gradient thermique de la chaîne étudiée. Des études sur le flux de chaleur et le gradient thermique dans les Albanides ont été effectuées en mesurant la conductivité des roches et leurs températures en profondeur dans les forages pétroliers (Cermak & al., 1996). Pour cette raison, les données sont plus abondantes dans les zones externes que dans les zones internes.

Actuellement les Albanides présentent de faibles valeurs du gradient thermique, qui varie de 10-15°C/km à 20-25°C/km avec un flux de chaleur de 30 à 40-50 mW/m² dans les zones externes et internes respectivement (Figure 5-5). Toutefois, ce gradient n’est peut être pas représentatif des valeurs à l’Eocène–Oligocène alors que l’exhumation de la zone Mirdita avait lieu. En effet, Roure & al. (2004) ont mis en évidence un raccourcissement de l’horizon Oligocène de l’ordre de 40% dans le nord et de 35 % dans le sud qui affecte les zones externes, soit un raccourcissement post-oligocène de l’ordre de 50-60 km. Un raccourcissement aussi important causé par l’avancement de la plaque Adriatique sous les Albanides depuis cette époque a pu modifier

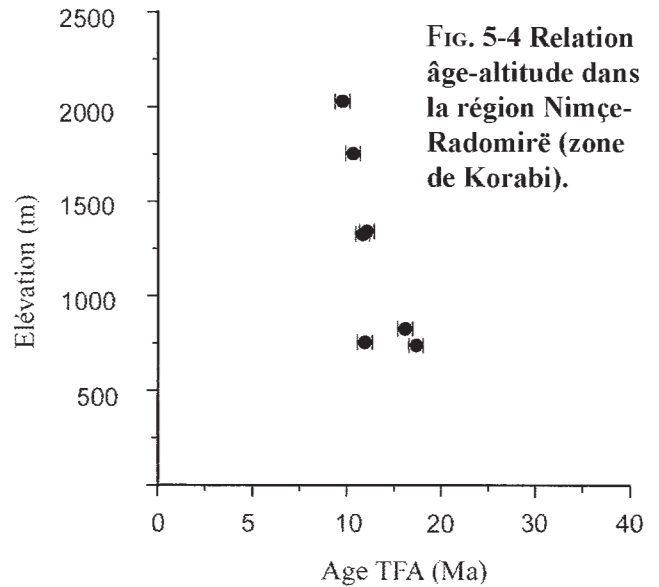
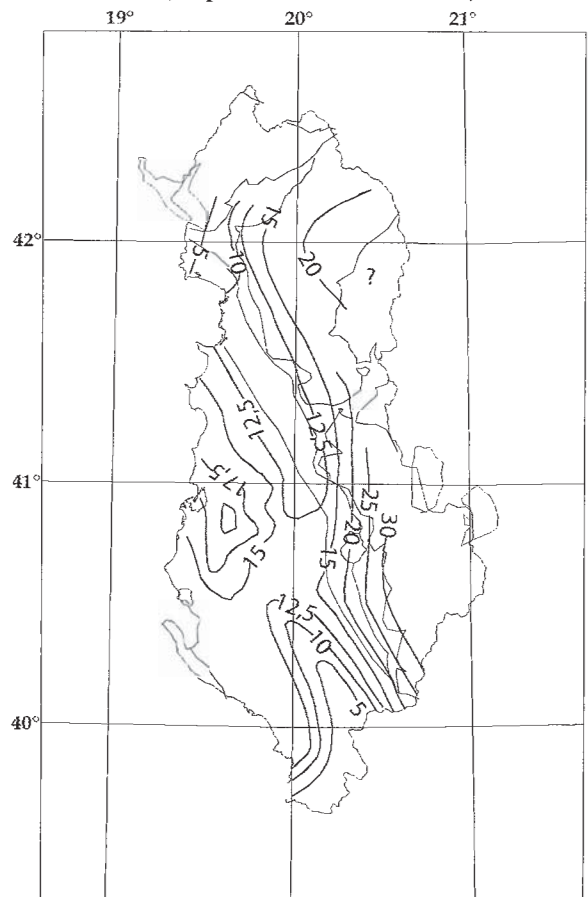


FIG. 5-4 Relation âge–altitude dans la région Nimçe-Radomirë (zone de Korabi).



significativement le gradient thermique de la chaîne. Les valeurs du flux de chaleur et du gradient thermique ont dû varier au fur et à mesure du temps en fonction de la vitesse de subduction et d’un rééquilibrage thermique qui a affecté une croûte en épaissement. Néanmoins en l’absence de données plus précises, nous avons utilisé une valeur de 20-25°C/km pour estimer les quantités d’exhumation.

3- MODÉLISATION THERMIQUE

Dans le paragraphe précédent nous avons mentionné qu'un âge traces de fission est en général un âge apparent qui dépend du temps de séjour de l'apatite (ou du zircon) dans la zone de rétention partielle (PAZ). Afin d'explorer plus en détail l'histoire thermique de la région étudiée nous avons modélisé les histoires thermiques de quelques échantillons d'apatite représentatifs. Pour cela nous avons utilisés les modèles AFTsolve et HeFTy de Ketcham & al. (1999 ; 2000 ; 2005). Ces modèles ont la caractéristique de prendre en compte des variations cinétiques entre échantillons, caractérisées par la valeur de Dpar.

Le modèle HeFTy, le plus récent, permet également d'inclure des âges (U-Th)/He dans l'inversion. Nous avons d'abord importé les mesures de longueurs de traces confinées (MDT 14,4 μm et DS 1 μm), les mesures de Dpar (2,1 μm) et les mesures d'angle de traces confinées par rapport à l'axe C du Fish Canyon Tuff (FCT) dans le modèle HeFTy. Nous avons effectué la modélisation du FCT pour tester une histoire de refroidissement connue. Le résultat de ce modèle (Figure 5-6) suggère un passage très rapide dans la PAZ vers 28–27 Ma, ce qui correspond bien avec l'histoire thermique connue pour ce tuf volcanique. Encouragés par le résultat de ce test, nous avons modélisé cinq échantillons de la zone de Korabi (Figure 5-7), deux échantillons de la zone de Mirdita (Figure 5-8),

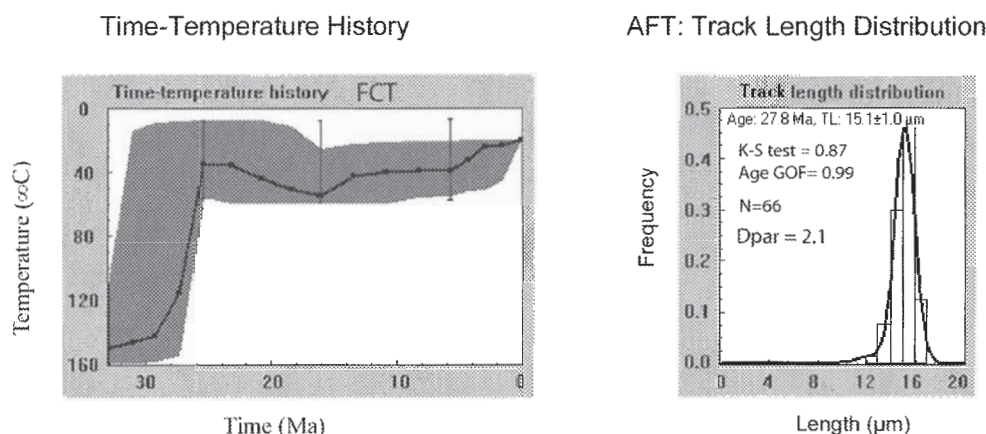


FIG. 5-6 Histoire temps-température modélisée pour le standard FCT.

L'histoire temps-température est calculée par inversion des données TF (âge et distribution des longueurs des traces) en utilisant les modèles AFTsolve et HeFTy. Les lignes de couleur rosée sur les graphiques temps/température représentent les meilleurs « fit statistiques » trouvés entre le modèle et nos données (l'âge et la distribution des longueurs) ; la ligne noire est la meilleure solution trouvée. Dans le graphique à droite, l'histogramme représente la distribution des longueurs de traces et la ligne continue la distribution prédite par le modèle. « Le test K-S » est le test Kolmogorov-Smirnov ; l'âge « GOF » est le degré de ressemblance (0 et 1) entre l'âge obtenu et l'âge prédit par le modèle. (Fish canyon Tuff) est un échantillon de roche volcanique ; N est le nombre de longueurs de traces mesurés, Dpar la moyenne arithmétique du diamètre des traces mesuré parallèlement à l'axe C de l'apatite (μm).

et un échantillon du bassin interne de Librazhdi (Figure 5-10). Dans un premier temps, nous avons effectué ces modélisations en utilisant AFTsolve ; dans un second temps on a utilisé le modèle HeFTy en y incluant aussi les données (U-Th)/He obtenues (voir chap. 6). Les histoires thermiques obtenues avec chacun des modèles sont sensiblement identiques.

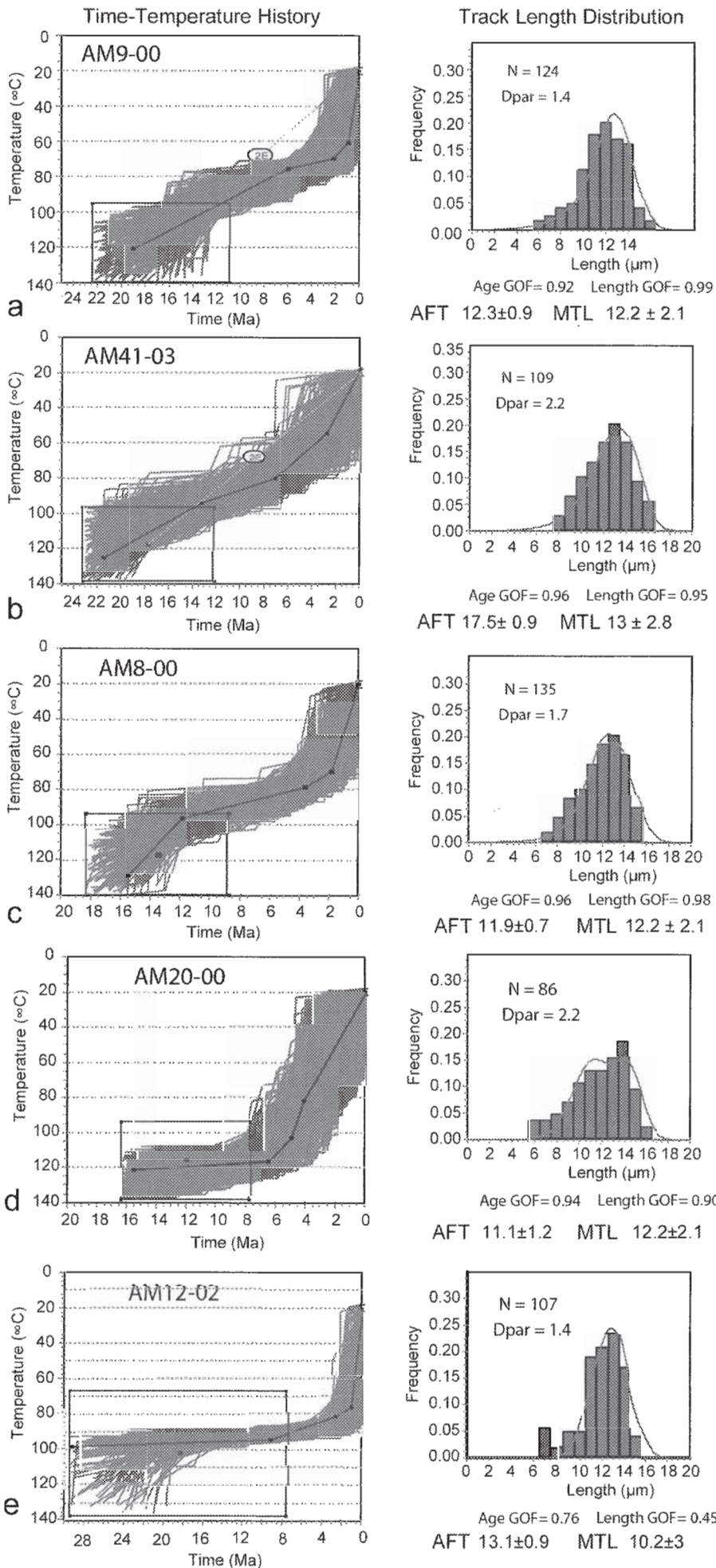
3-1- Zone de Korabi

Dans la zone de Korabi, tous les modèles obtenus présentent des histoires de refroidissement similaires à l'exception de l'échantillon AM12-02.

Pour celui-ci, le modèle ne permet pas de trouver un bon ajustement du chemin temps-température (Figure 5-7e).

Pour la partie nord de la zone de Korabi (Nimçe-Shishtavec ; Figure 5-7a, b, c) nous avons obtenu des histoires thermiques très similaires sur trois échantillons.

Il est intéressant de noter que deux échantillons provenant du même site (AM09-00 ; AM41-03 ; Nimçe ; Figure 5-7a, b), bien que présentant une différence d'âge apparent de ~5 Ma (AM41-03, 17.5 ± 0.8 Ma et AM09-00, 12.3 ± 0.9 Ma ; Table 5-1), ont enregistré les mêmes événements thermiques en même temps. Ils ont tous les deux franchi l'isotherme de 120°C vers 20 Ma (Figure 5-7a, b).



Sous les mêmes effets thermiques, la cinétique de leurs traces de fission est différente. Cela semble causé par la différence chimique des apatites. En effet des valeurs de Dpar (paramètre cinétique de traces) qui ont été observés pour les échantillons AM41-03 et AM9-00 sont respectivement 2,3 μm et 1,4 μm (Table 5-1) indiquant que l'échantillon AM41-03 contient des apatites beaucoup plus résistantes à l'effacement thermique des traces.

Pour les monzonites de Shishtavecí, un début d'enregistrement des traces (T~120°C) légèrement plus tardif, vers 16-15 Ma est proposé par le modèle dans la Figure 5-7c (AM8-00).

Par contre plus au sud, le modèle HeFTy, appliqué à un lamprophyre provenant de la montagne de Terfoja (AM20-00 ; Figure 5-7d), suggère que cet échantillon soit resté longtemps à la température de ~120°C (de 16 à 8-7 Ma) entraînant donc, un début d'enregistrement par FTA beaucoup plus récent par rapport aux autres échantillons.

Pour l'échantillon AM12-02 qui se trouve sur le rebord est de la zone ophiolitique de Mirdita, le modèle aboutit à proposer un long séjour dans la zone de rétention partielle (PAZ) qui dure jusqu'à 4-3 Ma, puis, à partir de ce moment, il montre un refroidissement rapide, comme les autres échantillons.

Enfin tous nos modèles thermiques obtenus dans cette zone proposent des histoires de refroidissement relativement rapides à partir de 4-3 Ma, avec un taux de refroidissement qui varie de 10 à 20°C/Ma.

FIG. 5-7 Histoires température-temps des échantillons de Korabi. Calculées avec le modèle HeFTy (Ketcham & al., 2005). Notations cf fig. 5-6. AFT, âge Traces de fission; MTL, longueur moyenne des Traces confinées.

3-2- Zone de Mirdita

Nous n'avons pu mesurer qu'un nombre minimum de traces confinées (30), dans les apatites sélectionnées sur l'amphibolite provenant du bord ouest de la zone de Mirdita (AM13-02 ; Figure 3-7) L'un des résultats obtenus est présenté sur la Figure 4-8 Le modèle propose un début d'enregistrement des traces et un refroidissement relativement rapide vers 50 Ma. Toutefois, un plus grand nombre de données est nécessaire pour discuter des modèles thermiques de la semelle métamorphique.

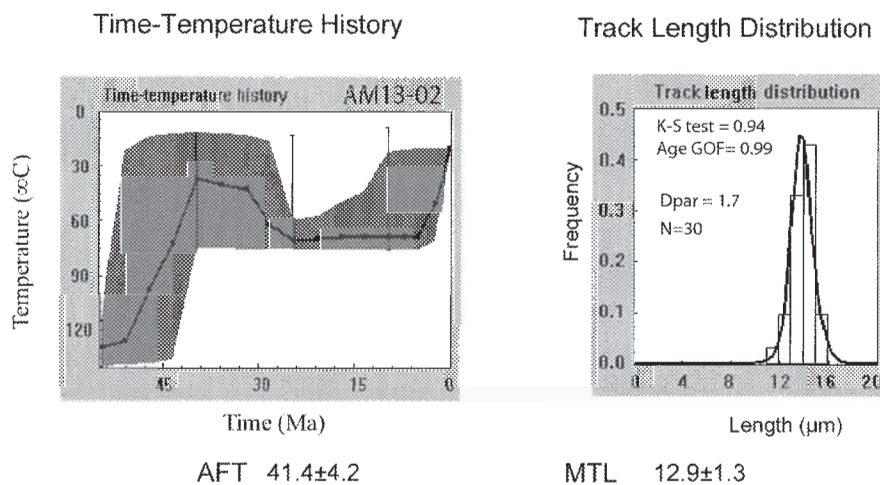


FIG. 5-8 Histoire temps-température d'un échantillon d'amphibolite de Gjoni (AM13-02; Fig. 3-7).

Calculée avec le modèle HeFTy (Ketcham & al., 2005).

Notations identiques à celles de la figure 5-6. AFT, âge Traces de fission; MTL, longueur moyenne des Traces confinées.

3-3- Pyroxénite à grenat de Derveni

Sur la Figure 5-9c, nous avons présenté un des résultats de modélisation thermique effectué sur la pyroxénite à grenat de Derveni (AM1-02 ; Figures 3-5 et 5-9a, b).

Ce modèle propose qu'à partir de ~20 Ma cette roche de haute pression et haute température d'âge 166 ± 2 Ma (Gjata & al., 1992) a été refroidie en dessous <120°C d'une manière lente et continue avec un taux de refroidissement de 5°C/km.

Cette roche est ramenée à la surface par l'intermédiaire d'une brèche serpentineuse, laquelle s'étend sur 2,4 km longueur (Figure 5-9). Elle s'effile au nord et disparaît au sud sous le chevauchement des péridotites de la série ophiolitique. Elle est sub-verticale (pendage de 80°). La continuité verticale de cette formation a été reconnue par forage jusqu'à 600 m de profondeur. L'épaisseur varie de 20 à 70 m (Gjata & al., 1992).

Elle contient également des enclaves de péridotites et des blocs de micrites à microfaune serravallienne (<15 Ma) identiques à celle du Miocène de l'unité de Krasta-Cukali (équivalent de la zone du Pinde).

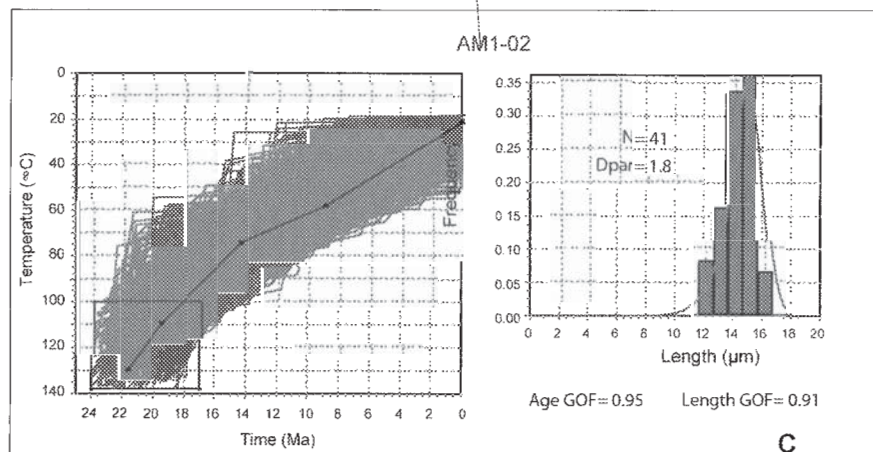
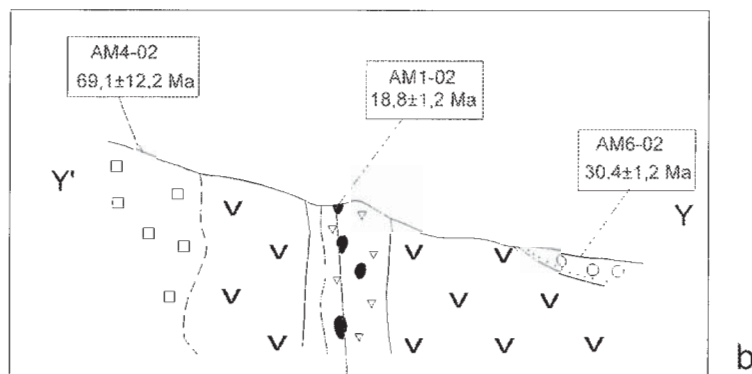
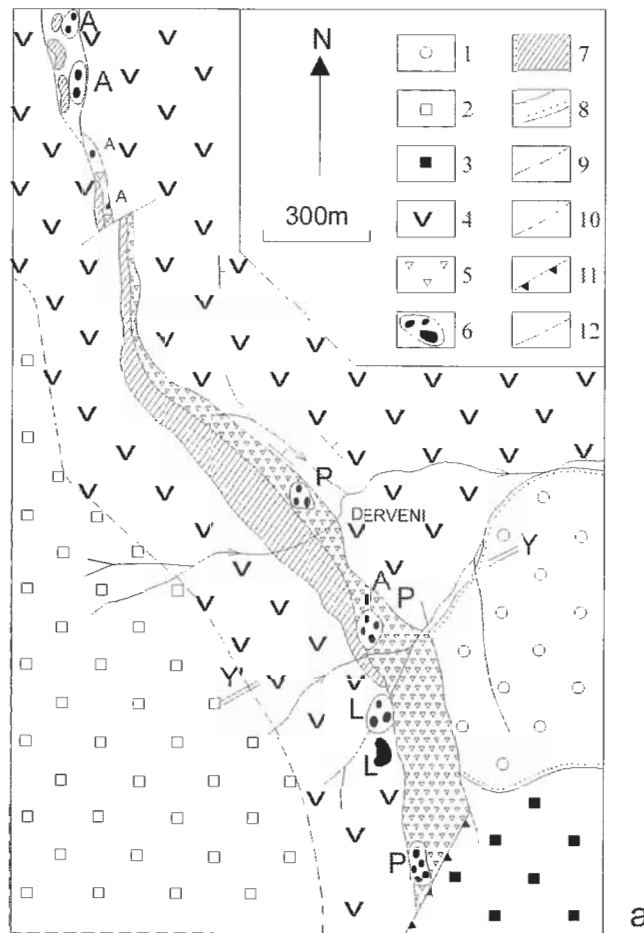
Par la méthode des traces de fission nous précisons que ces roches faisaient partie du domaine ophiolitique et se trouvaient à une profondeur d'à peu près 5 km (pour un gradient de 20°C/km) avant la mise en place des ophiolites sur les sédiments serravalliens.

Ceci est en accord avec l'idée de Gjata & al. (1992) pour qui ces roches se trouvaient à la base des ophiolites et ont été tectoniquement ramenées en surface après le Serravallien (Figure 5-9a, b).

Nous avons discuté dans le chapitre 5, de l'âge TFA (~30 Ma) de « la couverture » ophiolitique. Cet âge suggère plutôt que ces sédiments se trouvaient au-dessous des ophiolites. Cet âge est plus cohérent avec l'âge à (20 Ma) de la pyroxénite à grenat. Les deux présentent un grand contraste par rapport à l'âge TFA obtenu sur le gabbro.

FIG. 5-9 Histoire du refroidissement de la pyroxénite à grenat (AM1-00).

a) schéma géologique de la brèche de Derveni ;
 b) coupe Y'Y de ces brèches et c) résultats TF :
 Notations identiques à celles de la figure 5-6). 1. Couverture transgressive des ophiolites : conglomérats, brèches sédimentaires, grès et marnes du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur ; 2-4 Ophiolites de la Mirdita : 2. Gabbros ; 3. Roches Ultramafiques ; 4. Laves basique et brèches de laves basiques ; 5-7 Brèche de Derveni : 5. Brèche serpentineuse ; 6. Essaims d'enclaves (A=Amphibolite, L=Lherzolite, P=Pyroxénite à grenat) ; 7. Zone minéralisée en sulfures ; 8-12. Contacts : 8. Normaux, 9. Indistincts, 10. Faillés, 11. Chevauchement, 12. Zones broyées (Modifié et complété d'après Gjata & al., 1992).



3-4- Roches détritiques

Nous avons également essayé de modéliser un échantillon (galet de granite) provenant du bassin Oligocène supérieur de Librazhdi (AM36-02 ; Figure 3-7). Le fait que l'âge TFA obtenu sur ce galet (~29 Ma) soit plus vieux que la formation du bassin signifie que ce bassin n'a jamais été enfoui à une profondeur importante pour que les traces de fission sur l'apatite soient raccourcies ou effacées. Dans ce cas, la modélisation nous permet d'avoir accès au taux de refroidissement des roches sources de ce granite, avant leur exhumation en surface.

Notre résultat présenté sur la Figure 5-10 suggère que de 35 Ma à 30 Ma le granite a subi un taux de refroidissement de l'ordre de ~22°C/Ma, soit un taux d'exhumation de l'ordre de 1 mm/an, en supposant un gradient géothermique de 20-25°C/km.

Au Pliocène, des matériaux du bassin interne (comme celui de Librazhdi) ont pu alimenter le bassin pré-adriatique. D'autres études plus détaillées seront nécessaires notamment pour expliquer la provenance de l'âge à 37 Ma obtenu sur la matrice du galet du bassin pré-adriatique (AM29-03/B ; Table 5-1).

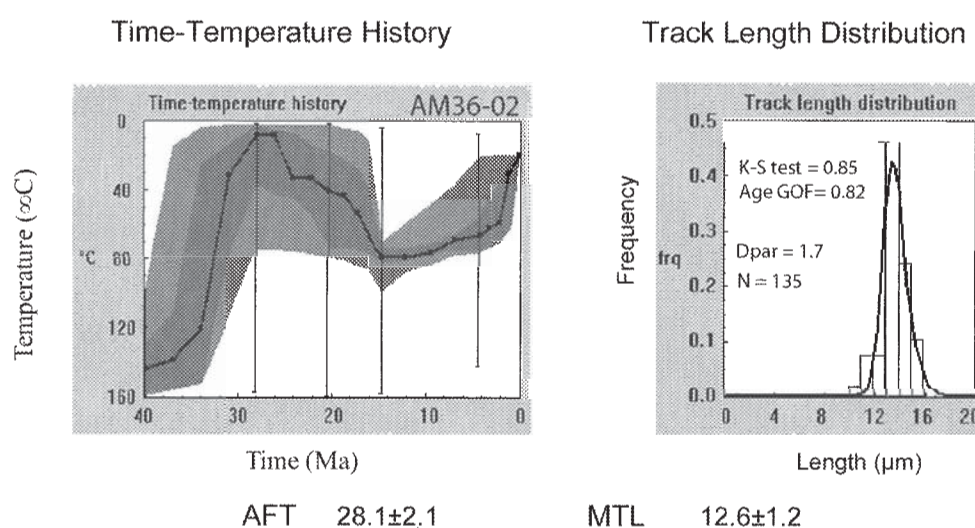


FIG. 5-10 Histoire temps-température d'un échantillon du bassin de Librazhdi.

(AM36-02 ; Fig. 3-10). Calculé par le modèle HeFTy (Ketcham & al., 2005)

Notations identiques à celles de la figure 5-6. AFT, âge Traces de fission; MTL, longueur moyenne des Traces confinées.

4- DISCUSSION

4-1- Roches cristallines

Les âges traces de fission sur zircon obtenus aux bordures ouest (AM13-03) et est (AM12-02 ; Table 5-3 ; Figure 5-1) de la zone de Mirdita (nappe de Rubiku) sont jurassiques et compatibles avec les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur Amphibole et Mica obtenus dans le domaine ophiolitique (Dimo-Lahitte & al., 2001).

Ils suggèrent que la température n'a jamais atteint le niveau d'effacement (>200°C) des traces de fission pour le zircon au cours de l'évolution ultérieure à l'emplacement des nappes ophiolitiques au Jurassique moyen. Si du point de vue régional ces âges montrent une évolution symétrique des Albanides au Jurassique, les âges traces de fission sur apatite montrent en revanche une claire tendance asymétrique pour l'évolution récente de cette chaîne (Figure 5-1 et 5-11). Ces âges ne varient pas significativement selon la direction N-S, mais

montrent une très importante variation selon la direction E-W (Fig. 5-1 et 5-11).

Dans le domaine ophiolitique, nous avons obtenu quatre groupes d'âges traces de fission sur apatites. Des âges à 20-15 Ma caractérisent les amphibolites de la bordure est, ils sont similaires à ceux de la zone de Korabi. Des âges à 40-45 Ma sont obtenus sur les amphibolites de la bordure ouest, suggérant un refroidissement et une exhumation beaucoup plus précoces. Un âge à 70 Ma est obtenu sur un gabbro et l'âge traces de fission sur apatite (TFA), le plus ancien (~ 115 Ma) est obtenu sur un plagiogranite de la partie centrale des ophiolites (AM11-03 ; Figure 3-3). Cet âge à 115 Ma suggère que cette partie des ophiolites a commencé à s'exhumer au Crétacé moyen (Barrémien). Ce qui est en bon accord avec les âges des sédiments post-obduction. Si l'on admet que l'épaisseur des ophiolites était de l'ordre de 7 km, nos résultats suggèrent que la partie ouest des ophiolites a subi

un faible taux de refroidissement et d'exhumation à partir du Crétacé inférieur. En se basant seulement sur ces âges, on peut préciser que l'exhumation des ophiolites de la partie ouest s'est produite en trois étapes enregistrées respectivement dans les niveaux supérieurs (plagiogranite ; AM11-03), puis dans les niveaux médians (gabbro, AM4-02) et enfin dans la base (amphibolites). L'isotherme $\sim 100^{\circ}\text{C}$ est ainsi franchie, il y a ~ 115 Ma par le niveau supérieur, vers ~ 70 Ma par les niveaux moyens et enfin vers 40-45 Ma par les niveaux inférieurs. On peut ainsi calculer un taux d'exhumation très faible, de l'ordre ~ 0.08 mm/an.

Toutefois ce résultat est encore assez fragile, car fondé sur trop petit nombre d'âges ; en particulier, un plagiogranite situé plus à l'ouest (AM30-02 ; Figure 3-5) donne un âge très différent, ~ 50 Ma. Cet âge est plutôt contemporain des âges obtenus sur les amphibolites (45-40 Ma).

Les deux âges très différents obtenus sur les plagiogranites peuvent cependant aussi s'expliquer par le fait que ces roches n'appartiennent pas à la même unité, l'une provient en effet de l'ophiolite ouest (AM30-02 ; Figure 3-5) alors que l'autre provient de l'ophiolite est (AM11-03). Il est vraisemblable que ces deux nappes ophiolitiques n'ont pas présenté la même histoire d'exhumation. En résumé, nos âges traces de fission sur apatite montrent que la base des ophiolites a franchi l'isotherme $\sim 100^{\circ}\text{C}$ vers 40-45 Ma.

Cette étude apporte les tous premiers âges TF sur les Albanides. Les données sont obtenues sur une domaine assez large et cela ne permet pas d'effectuer une analyse plus détaillée en ce qui concerne la tectonique ou les relations âge-altitude, en domaine ophiolitique. D'autres datations seront nécessaires pour vérifier les idées exposées ci-dessus, ce qui sera d'autant plus difficile qu'il n'existe que peu de lithologies favorables dans ce domaine.

Par contre, l'histoire du refroidissement dans la zone de Korabi, où nos données sont assez abondantes, se présente contemporaine avec l'histoire de refroidissement de la bordure est de la zone de Mirdita. Les âges obtenus sur des amphibolites dans cette bordure ophiolitique varient de 15 à 20 Ma. Ces âges sont beaucoup plus jeunes que les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Dimo-Lahitte & al., 2001) obtenus sur amphibole et mica dans les mêmes roches.

Une reconstitution intégrale de l'histoire du refroidissement depuis le Jurassique moyen jusqu'au Miocène sera difficile pour ces unités. Les âges dans la zone de Korabi varient de 10 Ma à 17,5 Ma (Figure 4-1). Ces âges, ne varient pas avec l'altitude, suggérant un taux de refroidissement et par conséquent aussi un taux d'exhumation, très importants.

Dans un premier temps, les ophiolites de l'ouest sont exhumées au cours de l'Eocène, et probablement entièrement, dès l'Oligocène, alors que la partie est et la zone de Korabi se situaient à cette époque encore à une profondeur d'au moins 4-5 km. L'exhumation récente et rapide dans la partie est des ophiolites et dans la zone de Korabi peut être expliquée par un régime tectonique en extension à grande échelle qui a affecté la chaîne Albanaise, comme nous le discuterons dans le chapitre 6.

4-1- Roches détritiques

Les roches détritiques liées au domaine ophiolitique, ont fourni un âge TFA à $35,3 \pm 1,7$ Ma obtenu sur un échantillon de grès du Jurassique supérieur provenant du mélange à « blocs et matrice » près de Miraka (AM25-02 ; Table 5-2 ; Figure 3-7 et 5-1). Cet âge suggère qu'après sa formation au Jurassique supérieur, cette unité a été réchauffée à plus de 110°C et a commencé à se refroidir au-dessous de 110°C vers 35 Ma, en concordance avec l'âge TFA de 40 Ma obtenu sur les amphibolites de la partie ouest des ophiolites.

L'âge à $30,4 \pm 1,2$ Ma obtenu sur un l'échantillon de grès d'âge Tithonien supérieur-Valanginien (AM6-02 ; Table 5-2; Figure 3-5 et Figure 5-1) suggère aussi que ces unités ont été couvertes par plus de 4 ou 5 km d'épaisseur de séries aboutissant à effacer toutes les anciennes traces de fission formées avant 30 Ma. Ces unités ont dû être chevauchée assez largement par les ophiolites.

Les mêmes âges TFA sont obtenus sur les deux galets de granite, provenant des différents bassins ; l'un du bassin pliocène pré-adriatique (AM29-03/A ; Figure 3-9) et l'autre du bassin d'Oligocène supérieur de Librazhdi (AM36-02 ; Figure 3-7).

Ils suggèrent une provenance commune des matériaux très grossiers de ces deux bassins. Ils nous donnent des informations en ce qui concerne l'histoire thermique des roches sources et notamment sur leurs histoires d'exhumation (si un réchauffement important de ces bassins est exclu).

Au Pliocène une alimentation du bassin externe pré-adriatique par des matériaux du bassin interne (comme celui de Librazhdi) a probablement eu lieu. Cela signifie qu'une couverture de sédiments existait au-dessus les ophiolites, ces sédiments ont été ensuite transportés au Pliocène vers le bassin externe. En effet, comme le montrent nos résultats TFA, un événement d'exhumation important a existé au Pliocène dans la partie est des Albanides. Les valeurs élevées de taux d'exhumation de la région de provenance initiale des ces matériaux,

CONSULTER

- MUCEKU B., MASCLE G. & TASHKO A. 2006. First results of fission-track thermochronology in the Albanides. In Robertson, A. H. F. & Mountrakis, D. (Eds) Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **260**, 539-556. MUCEKU B., TASHKO A. & MASCLE G. 2003. Të dhëna paraprake mbi termokronologjinë e disa shkëmbinjëve magmatik të zonave Korabi, Gashi e Mirdita. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, **2**, 17-24.

il y a 35 à 30 Ma sont contemporaines du chevauchement des zones internes sur les zones externes. L'alimentation possible des bassins internes à l'Oligocène inférieur vient de l'est, probablement située dans le massif de Rhodope, qui devrait avoir subi un fort taux d'exhumation à cette époque.

5- Conclusion

Nos données de TFA montrent clairement que les Albanides internes ont subi différents événements de refroidissement et de dénudation durant le Crétacé et le Tertiaire. L'évolution Tertiaire est complexe et distincte à l'ouest et à l'est dans cette chaîne. À proximité du front de chevauchement, ces unités ont subi un taux de refroidissement relativement lent, avant leur emplacement sur les Albanides Externes, à l'Eocène supérieur. Dans cette région, la dénudation et le refroidissement sont liés à un soulèvement isostatique, conséquences d'un épaissement de la croûte en relation avec la subduction

de la plaque Adriatique sous les Albanides.

Pour l'Ophiolite centrale (ou est) un événement de refroidissement est enregistré à partir du Barrémien (~115 Ma). Ceci est en parfait accord avec la sédimentation post-obduction enregistrée sur les ophiolites.

Pendant ce temps, la partie plus interne des Albanides Internes se situait à des profondeurs beaucoup plus importantes d'au moins 8 Km. Dans cette partie de la chaîne, la situation est en effet plus complexe.

Dans un premier temps, au Miocène inférieur, un refroidissement très lent, ou un enfouissement, ont affecté cette région, en liaison avec l'épaississement de la croûte.

Dans un second épisode, au Miocène supérieur-Pliocène, une accélération du taux de refroidissement est contemporaine d'un régime d'extension important qui a affecté cette région à cette époque. Cette accélération du taux de refroidissement peut donc être liée à un régime d'amincissement crustal. Les implications géodynamiques de ces résultats seront discutées en conclusion (Ch. 7).

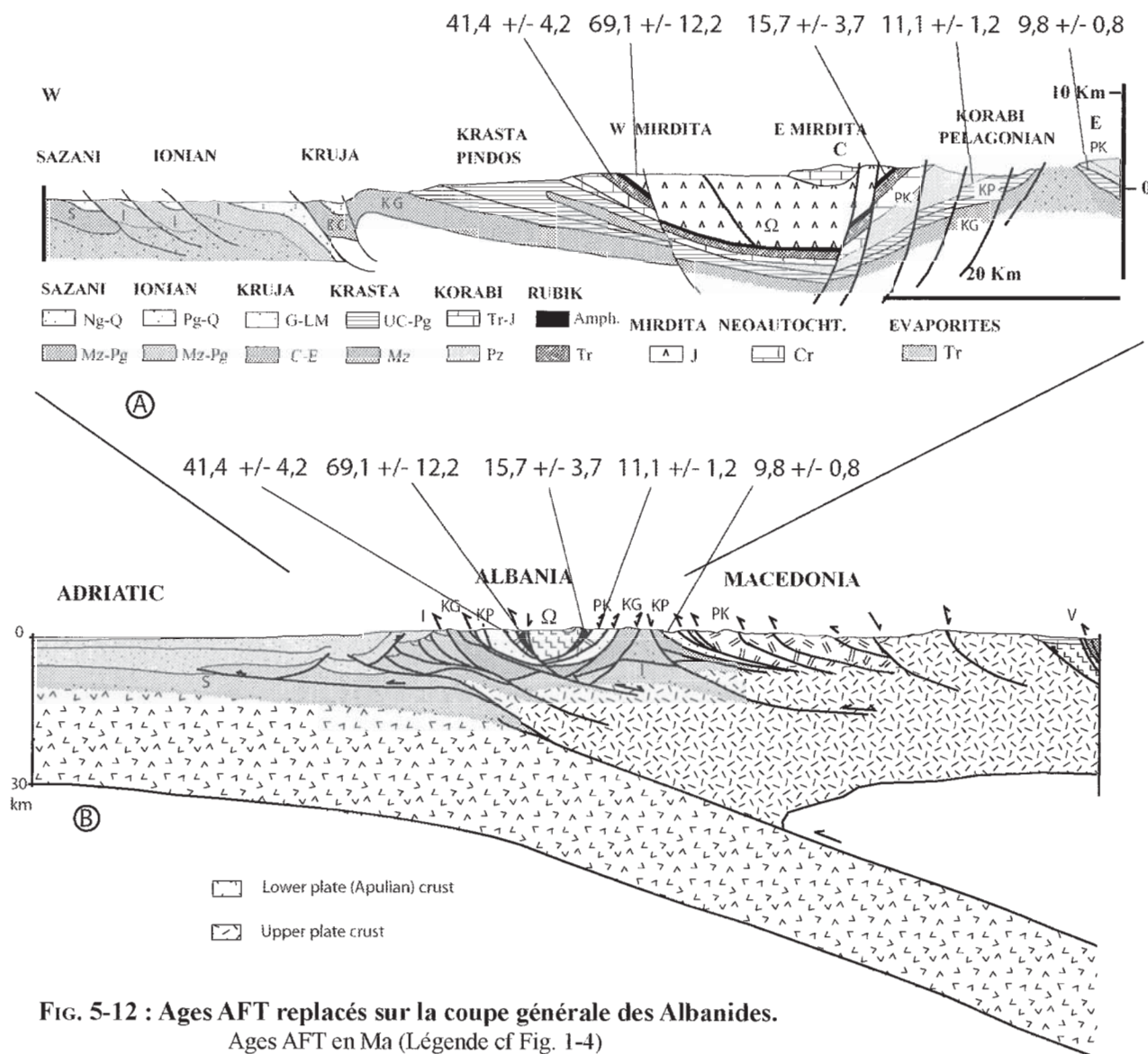


Fig. 5-12 : Ages AFT replacés sur la coupe générale des Albanides.
Ages AFT en Ma (Légende cf Fig. 1-4)

CHAPITRE 6 DATATION (U-TH)/HE SUR APATITE ET ZIRCON

1- INTRODUCTION

L'utilisation combinée de plusieurs thermochronomètres permet de tracer plus en détail l'histoire thermique d'une roche et de caractériser tant les évolutions profondes que superficielles. La méthode des traces de fission sur apatite et zircon nous a permis de caractériser l'époque de franchissement des isothermes $110 \pm 10^\circ\text{C}$ et $240 \pm 10^\circ\text{C}$ des roches étudiées. Un thermochronomètre de plus basse température, (U-Th)/He sur apatite, nous permet d'avoir pour ces roches l'époque de franchissement de l'isotherme $60-70^\circ\text{C}$. Il donne donc accès à l'évolution à basse température, c'est-à-dire à la dernière phase de l'exhumation avant la mise à l'affleurement.

En ce qui concerne notre cas d'étude, en utilisant cette méthode, on peut clarifier l'histoire thermique de la partie ouest des Albanides, pour laquelle nous manquons de contraintes au-dessous de 110°C , en l'absence de mesures de longueurs de traces. Elle peut aussi préciser les histoires thermiques obtenues par modélisation des longueurs de traces de fission, pour la partie est.

Les datations (U-Th)/He sur apatites et zircons, ont été effectuées à l'Université de Yale en collaboration avec Peter Reiners dans le cadre d'une école d'été.

Le système (U-Th)/He sur apatites est caractérisé par des températures de fermeture de l'ordre de $60-70^\circ\text{C}$, (en fonction de la taille cristaux et des taux de refroidissement ; Farley, 2002 ; Farley & Stockli, 2002 ; Ehlers & Farley, 2003), et le système sur zircon par des températures de l'ordre de $160-200^\circ\text{C}$ (Reiners & al., 2003, 2005).

2- MÉTHODE (U-TH)/HE

2-1 Principe des datations (U-Th)/He

Dans les minéraux, l'Hélium (particules α) est produit par la désintégration de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , et des éléments intermédiaires des chaînes de désintégration de ces isotopes jusqu'au Pb.

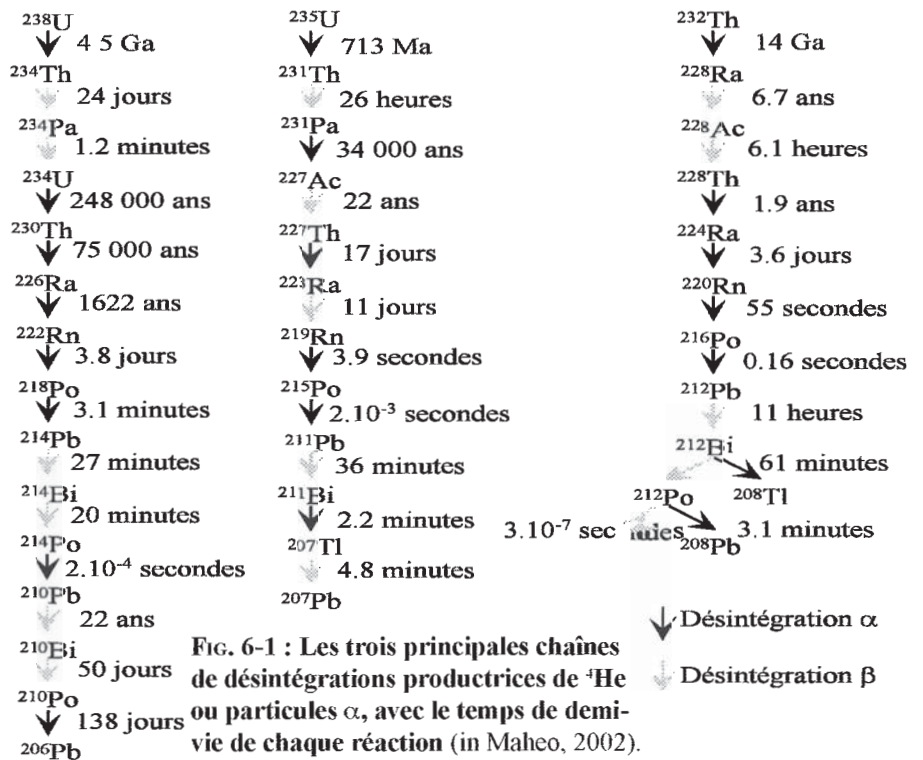


FIG. 6-1 : Les trois principales chaînes de désintégrations productrices de ^4He ou particules α , avec le temps de demi-vie de chaque réaction (in Maheo, 2002).

La désintégration du ^{147}Sm jusqu'au Nd produit également de l'He, mais dans une quantité beaucoup moins importante. La production de particules α suit donc la loi suivante :

$$^4\text{He}_0 = 8 \ ^{238}\text{U}_0 (e^{(\lambda_{238}t)} - 1) + 7 \ ^{235}\text{U}_0 (e^{(\lambda_{235}t)} - 1) + 6 \ ^{232}\text{Th}_0 (e^{(\lambda_{232}t)} - 1) + ^{147}\text{Sm}_0 (e^{(\lambda_{147}t)} - 1) \quad (1)$$

où He_0 , U_0 , Th_0 et Sm_0 sont les quantités actuelles, t le temps d'accumulation, ou âge He, et λ les constantes de désintégration radioactive. Les coefficients précédant les quantités d'U et de Th correspondent aux nombres de particules α émises dans chaque chaîne de désintégration (Figure 5-1).

Sachant que le rapport $^{235}\text{U}_0 / ^{238}\text{U}_0$ est constant, et égal à $1/137,88$, et que la quantité de particules α produite par la désintégration de ^{147}Sm est négligeable dans la majorité de cas ; l'équation (1) devient :

$$^4\text{He}_0 = 8 \ ^{238}\text{U}_0 (e^{(\lambda_{238}t)} - 1) + 7 (^{238}\text{U}_0 / 137,88) (e^{(\lambda_{235}t)} - 1) + 6 \ ^{232}\text{Th}_0 (e^{(\lambda_{232}t)} - 1) \quad (2)$$

Cette équation n'est cependant vérifiée que si :

- tous les éléments fils des chaînes de désintégration sont à l'équilibre séculaire, ce qui est généralement le cas pour les cristaux formés au moins 350 000 ans avant le début d'accumulation de particules α (Farley, 2002).

- la concentration initiale de ^4He est zéro. Cet He initial pourrait provenir d'une contamination atmosphérique ou d'inclusions fluides.

Dans le cas des minéraux riches en U et Th, tels les apatites et les zircons, les quantités de ^4He initial sont négligeables par rapport à ^4He produit. Néanmoins cela peut ne plus être le cas, si les minéraux sont très jeunes, ou si les inclusions fluides sont très riches en ^4He (Farley, 2002).

Les particules α sont émises avec suffisamment d'énergie cinétique pour pouvoir traverser le réseau cristallin sur une certaine distance avant de s'immobiliser (Farley, 1996). Pour chaque particule α produite, on peut donc associer une zone dans laquelle celle-ci pourra être éjectée. Cette zone est une sphère centrée sur la position de l'élément-père, et dont le rayon constitue la distance d'éjection, ou distance de blocage (Figure 6-2).

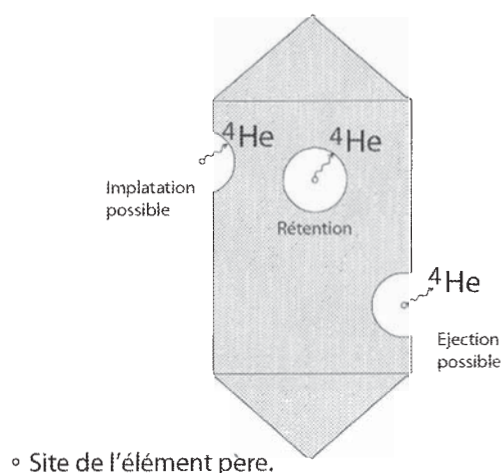


FIG. 6-2 : Effet de la localisation des éléments pères de ^4He sur sa rétention, en fonction de la distance d'éjection de ^4He .

Par conséquent des particules α peuvent être expulsées du minéral (implantation α), ou le minéral peut avoir reçu des particules α d'un minéral voisin (injection α). On définit une probabilité P que la particule α soit éjectée.

Au maximum cette probabilité atteindra 0,5 si l'élément-père est localisé sur les bordures du minéral. La distance d'émission des particules α est spécifique de chaque réaction de désintégration. On peut calculer une distance d'éjection, ou distance d'arrêt, distincte pour les chaînes de désintégration de l'U et du Th (celle de Sm est en cours de détermination). Globalement celles-ci sont assez proches et de l'ordre de 20 μm (Farley, 2002). L'âge mesuré doit être corrigé pour l'effet d'éjection ; cette correction peut représenter > 10% de l'âge mesuré.

La distance d'éjection est fonction de la chaîne de désintégration radioactive. À ce jour, deux F_{He} ont été mesurées, une pour la chaîne de ^{238}U , une pour celle de ^{232}Th .

Pour chacune de ces chaînes, on peut donc calculer le F_{He}

$$F_{\text{He}} = 1 + A_1 \beta + A_2 \beta^2 \quad (3)$$

où β est le rapport de la surface sur le volume du grain daté. Les paramètres A_1 et A_2 pour l'apatite et le zircon et pour les chaînes de désintégration de ^{238}U et ^{232}Th , ($^{238}\text{U} F_{\text{He}} = ^{232}\text{Th} F_{\text{He}}$) sont reportés dans la Table 6-1. La valeur F_{He}^* avec laquelle on corrige l'âge U-Th/He est :

$$F_{\text{He}}^* = a_{238} ^{238}\text{U} F_{\text{He}} + (1 - a_{238}) ^{232}\text{Th} F_{\text{He}} \quad (4)$$

a_{238} est la proportion de particules α produite par la chaîne de ^{238}U .

Cette proportion peut être obtenue à partir de l'équation (2), ce qui donne :

$$a_{238} = (1,04 + 0,245(U_0/Th_0))^{-1} \quad (5)$$

Donc on obtient : $t = t'/F_{\text{He}}^*$ où t' est l'âge brut et t est l'âge corrigé.

Eléments pères	Apatite		Zircon					
	Cylindre limité		Prisme tétraédrique avec terminaisons pinacoïdes		Prisme tétraédrique avec terminaisons pyramidales			
	(Farley, 2002)	(Farley, 2002)	(Hourigan & al., 2005)	(Hourigan & al., 2005)	(Hourigan & al., 2005)	(Hourigan & al., 2005)		
	A_1	A_2	A_1	A_2	A_1	A_2		
^{238}U	-5,13	6,78	-4,31	4,92	-4,35	5,47	-4,28	4,37
^{232}Th ^{235}U	-5,90	8,99	-5,00	6,80	-4,94	6,88	-4,87	5,61

TABLE 6-1 Paramètres A_1 et A_2 utilisés pour calculer le facteur de rétention de He (F_{He}) dans les cristaux d'apatite et de zircon par désintégration de ^{238}U et ^{232}Th .

Le rapport de la surface sur le volume et la distribution relative des atomes pères sur la surface du cristal contrôlent l'importance de l'éjection α . En supposant une géométrie idéale et une distribution spatiale homogène de U et Th, Farley & al. (1996) ont développé un modèle quantitatif basé sur la mesure du diamètre des grains. Ce modèle calcule, à partir du rapport de la surface sur le volume des grains, un coefficient de correction appelé Ft ou F_{He} , facteur par lequel l'âge mesuré doit être divisé afin d'être corrigé de l'effet d'éjection de particules α . Par conséquent plus un grain sera de petit diamètre, plus la correction à appliquer sera importante (Figure 6-3).

Dans ces calculs du facteur F_{He} , Farley (2002) idéalise la géométrie des cristaux, en prenant en compte le cas d'un prisme hexagonal pour l'apatite et celui d'un prisme tétragonal pour le zircon. En utilisant un modèle de Monte Carlo, il définit un polynôme empirique de deuxième ordre qui est fonction de β (rapport de la surface sur le volume) pour calculer le F_{He} . En analysant différentes morphologies de zircons, Hourigan & al. (2005) trouvent que F_{He} peut varier de 1 à 3% par rapport aux calculs de Farley, si une morphologie de prisme tétragonal avec terminaisons pyramidales est présente (Table 6-1).

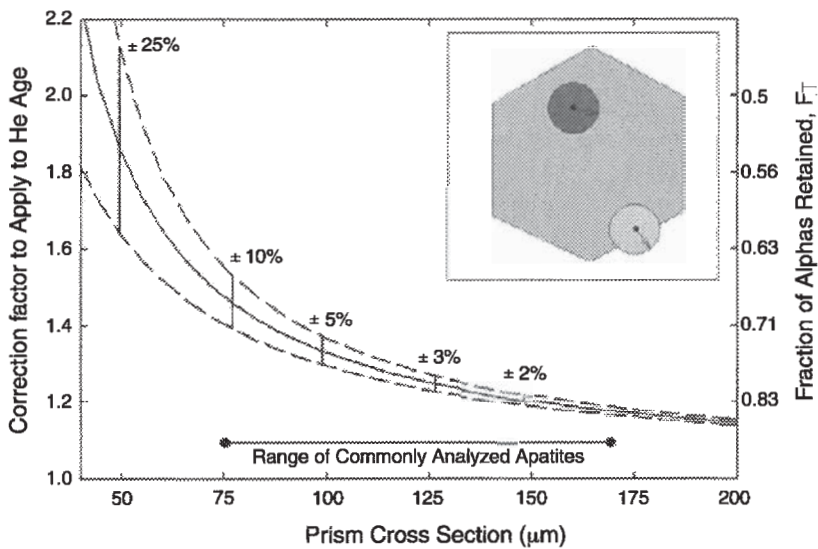


FIG. 6-3 Relation entre le facteur de correction de l'éjection des particules (F_{He}) et la taille des grains pour ^{238}U (Ehler & Farley, 2003).

Sur la figure principale, la courbe indique approximativement le facteur de correction d'âge He, en supposant un prisme hexagonal avec un rapport longueur/largeur = 3. Le facteur de correction, F_{He} est l'axe des ordonnées. Les courbes linéaires indiquent une incertitude de 1σ pour le facteur de correction. Les valeurs au-dessus de la courbe indiquent l'incertitude de 2σ en fonction de la largeur de la section du grain.

2-2- Effets de zonation

Comme nous l'avons mentionné ci-dessus, ce calcul du coefficient F_{He} est effectué en supposant que l'injection de particules α à partir des grains situés autour du minéral daté est négligeable et que la répartition des éléments-pères dans les minéraux est homogène.

Les silicates qui entourent la plupart des minéraux datés par la méthode (U-Th)/He (apatite, zircon, titanite) sont beaucoup moins riches en U et Th, leur influence est négligeable. Néanmoins cet effet peut devenir significatif dans le cas d'apatites pauvres en U et Th.

L'observation au microscope optique des traces de fission sur l'apatite et le zircon montre que la répartition des éléments-pères dans les minéraux n'est pas toujours homogène.

Hourigan & al. (2005) quantifient les effets de la zonation sur la précision de l'âge He, pour une large variété de morphologies et différents types de zonations.

Les zircons qui présentent un « cœur » enrichi et un bord appauvri en U-Th produisent des âges plus « vieux » que les âges réels.

Si l'on suppose une distribution homogène de U-Th pour calculer la correction due à l'éjection de particules (Figure 6-4), l'erreur maximale (~2,5%) est atteinte lorsque l'épaisseur du bord appauvri en éléments-pères du cristal devient égal à la distance de blocage des particules α , et cet effet décroît rapidement lorsque le bord appauvri devient mince.

Dans le cas d'un bord enrichi en éléments-pères, on obtient aussi une inexactitude sur le calcul des âges He (âges plus « jeunes »).

Cette inexactitude atteint sa valeur maximale (40%) lorsque l'épaisseur du bord est seulement de 1-2 μm (Figure 6-4).

Une façon de s'assurer de ces effets est d'effectuer des analyses à une dimension par microsonde électronique sur un profil en profondeur, du cœur au bord des cristaux qui ont été choisis pour être datés.

Cette méthode exclut toutefois les cas de zonations plus complexes. Une méthode plus efficace pour évaluer la zonation des zircons (ou apatites) en deux dimensions est de choisir des grains dans lesquels on voit la distribution des traces de fission (spontanées) provenant des montages utilisés pour la datation TF. Dans ce cas, on pourra reporter un âge corrigé pour les effets des zonations.

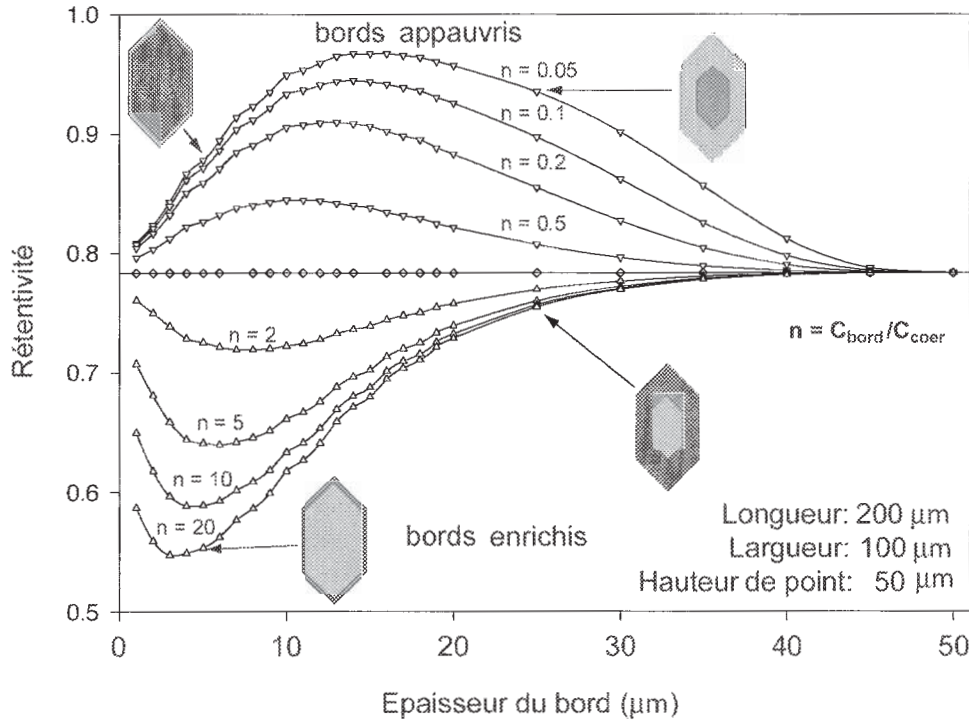


FIG. 6-4 Diagrammes de la variation de rétention d'He (F_{He}) par rapport à une large gamme de variation de la concentration d'U et Th du cœur aux bords du cristal.

Le modèle du cristal est un prisme tétragonal 200 x 100 μm , avec des terminaisons pyramidales (hauteur de point = 50 μm). Le F_{He} pour une

Ce modèle fournit une indication de la magnitude et le style de la zonation pour avoir une incertitude d'âge significative. Un zircon avec des bords enrichis en U-Th montre une incertitude d'âge maximale ($F_{He} \approx 0,55$) lorsque ces bords sont minces (2-5 μm). Des bords appauvris en U-Th montrent une incertitude d'âge maximale ($F_{He} \approx 1$) lorsque l'épaisseur de ces bords est égale à une distance de blocage α (Hourigan & al., 2005).

2-3- Effets des dommages de radiation

Comme pour la méthode de TF, la radiation influence la diffusion de He (altération du réseau cristallin par le mouvement de particules- α , métamictisation), et donc les âges U-Th/He.

Reiners & al. (2004) montrent que des zircons avec des âges (U-Th)/He relativement jeunes (~ 120 Ma) et des concentrations en U relativement basse (~ 100 ppm) présentent les mêmes caractéristiques de diffusion pour He que des zircons plus vieux (~ 440 Ma) présentant une plus haute concentration en U (~ 900 ppm). Ces résultats suggèrent que la limite du taux de radiation pour laquelle l'accumulation de particules α est préservée, se situe vers $2-4 \times 10^{18}$ particules α par gramme (α/g). Ce dosage peut être considéré comme la limite supérieure de la radiation pour que les âges U-Th/He soient fiables. Donc, à basse température pour une durée de temps de 0,6 à 4 Milliard d'années des zircons présentant des concentrations en U qui s'étendent de 100 à 1000 ppm, peuvent retenir totalement les particules α (Reiners, 2005). Jusqu'à présent, la relation entre la radiation

et la diffusion de He, et donc par conséquent son influence sur les âges U-Th/He, demeure peu étudiée

3- SIGNIFICATION D'UN ÂGE (U-TH)/HE

3-1- Températures de fermeture du système (U-Th)/He

La principale application de la méthode (U-Th)/He est l'estimation des histoires de refroidissement des roches, ceci demande une connaissance quantitative de la diffusion de He. Les expériences en laboratoire de réchauffement par cycles, dans lesquelles la quantité mesurée de He libérée du système est fonction de la température, constituent une information importante. Dans les cas d'études de l'apatite ou du zircon en basse température, la quantité d'He libérée est en accord avec l'activation thermique de diffusion volumique (Zeitler & al., 1987 ; Lippolt & al., 1994 ; Wolf & al., 1996). En transformant ces données en paramètres de diffusion et en paramètres cinétiques, on peut exprimer la diffusivité en fonction de la température. La façon la plus simple de décrire les paramètres cinétiques est d'utiliser

la température de fermeture : T_c (Dodson 1973). Des données limitées de hautes qualités de la diffusion montrent une variation de la température de fermeture

T_c : 60-75°C (Farley, 2000) pour l'apatite et de 170-200°C pour le zircon (Reiners & al., 2004 ; Figure 6-6)

Les travaux de Farley (2000) sur la fluorapatite de Durango ont montré que la température de fermeture est aussi fonction de la taille des grains (Figure 6-6).

Pour une vitesse de refroidissement de 10°C/Ma et pour des tailles de grains d'apatite de 50 à 150 µm la température de fermeture change d'environ 10°C. Une telle dépendance est observée aussi pour les zircons (Reiners & al., 2004 ; Figure 6-6). Pour des zircons qui présentent une demi-largeur de ~40-100 µm, les paramètres de diffusion donnent des températures de fermeture de 175-193 °C.

Les températures de fermeture citées ci-dessus sont définies en supposant une vitesse de refroidissement constante de 10°C/Ma, mais beaucoup de cas naturels montrent des vitesses de refroidissement fortement variables au cours du temps. Les modèles de diffusion, ainsi que des études sur exemples naturels ont démontré que l'âge He est aussi fonction du temps de «résidence» du cristal à une température donnée.

Les expériences sur des modèles théoriques effectuées par Wolf & al. (1998) montrent que si des échantillons d'apatite sont maintenus à des températures supérieures à 80°C pour une durée de 50 Ma, la rétention de particules α est nulle et donc l'âge théorique égal à 0. En dessous de 80°C l'âge théorique augmente quand la température diminue. En dessous de 30°C, l'âge théorique est égal au temps de résidence de l'apatite à cette température, donc dans ce cas Wolf & al. (1998) obtiennent l'âge théorique de 50 Ma.

La zone de température délimitée d'une part par la température pour laquelle l'âge théorique correspond à 90% du temps de résidence et d'autre part par la température pour laquelle l'âge théorique correspond à 10% du temps de résidence est appelée zone de rétention partielle de l'He (HePAZ, Wolf & al., 1998 ; Figure 6-7).

FIG. 6-5 Relation entre température de fermeture, taux de refroidissement et taille des apatites. Les températures de fermeture sont reportées sur les courbes (D'après Farley, 2000 ; in Maheo, 2002).

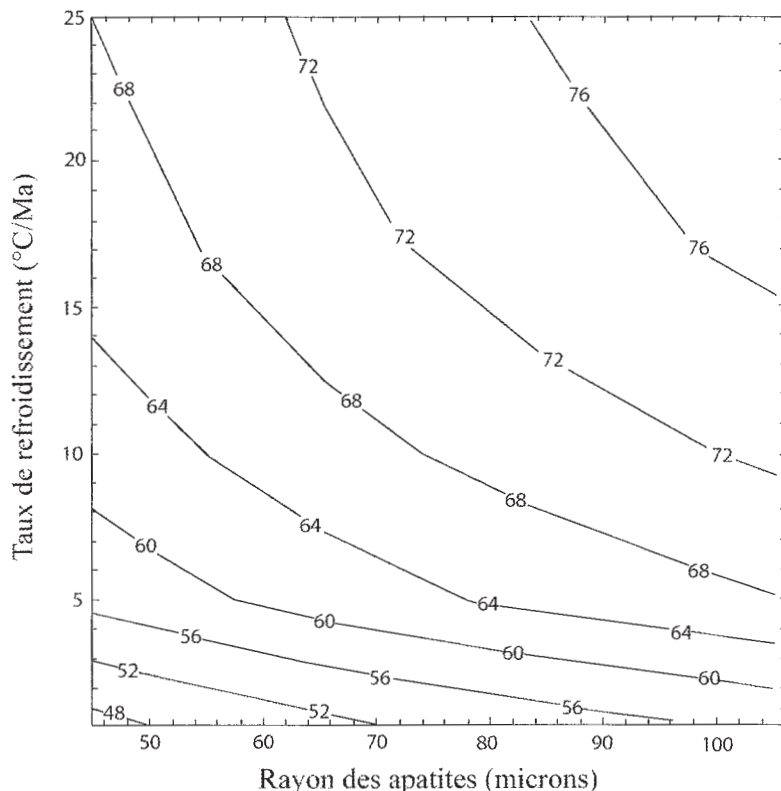
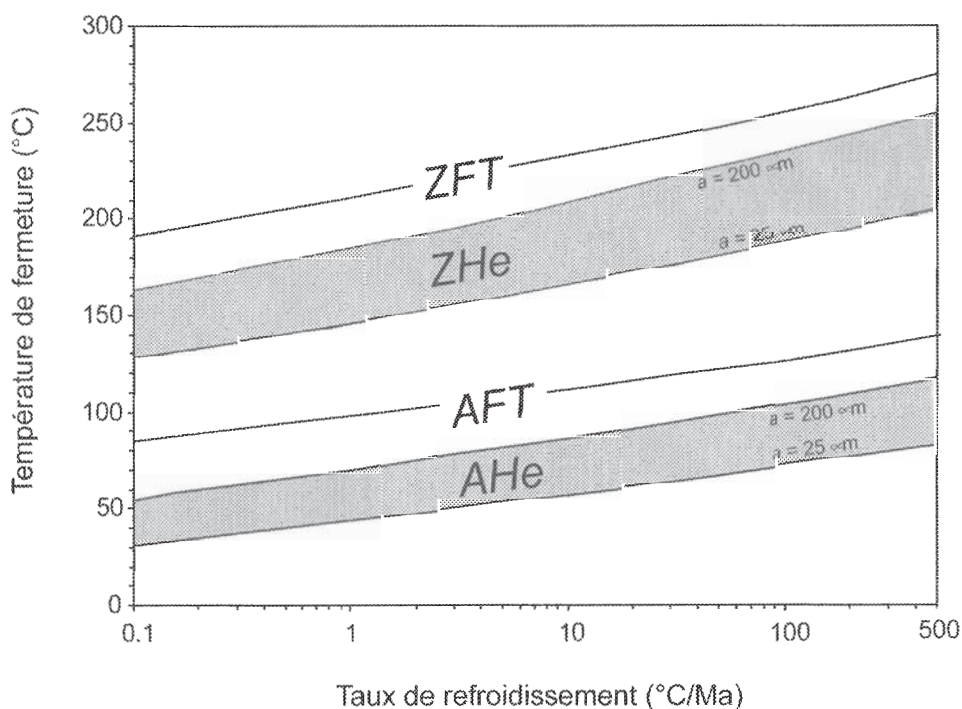


FIG. 6-6 Températures des fermetures des systèmes He en apatite et zircon (AHe & ZHe).

Elles sont évaluées en utilisant les paramètres de Farley (2000) et Reiners & al. (2004) respectivement, comparées aux systèmes des traces de fission sur apatite et zircon (AFT et ZFT). Les températures de fermetures des systèmes He sont calculées en fonction d'une large gamme de tailles des grains d'apatite et de zircon. (D'après Reiners, 2005).



Cette zone est analogue à la zone de rétention partielle définie pour les traces de fission (TFPAZ). L'existence de cette zone est liée aux variations d'équilibre entre la quantité d'He libéré du système (perdu) et la quantité d'He retenu dans le système. La quantité d'He produit et qui réside dans l'apatite est faible pour des températures au-dessus de 75°C (si on maintient à cette température un cristal pour une durée de 17 Ma, on obtiendra un âge He de 2.3Ma ; Wolf & *al.*, 1998). Par contre la quantité d'He produit est totalement retenue dans le système au-dessous de 40°C, donc le temps de résidence pour l'apatite à cette température correspondrait à l'âge He.

3-2 Observations naturelles

Wolf & *al.* (1998) ont montré qu'il était également possible d'utiliser la forme de la courbe dessinée par la relation température-âge ou profondeur (altitude)-âge pour reconstituer l'histoire thermique d'une région.

L'exposition des coupes crustales par des grandes failles offre une bonne occasion de comparer les âges de refroidissement des roches obtenues par plusieurs thermochronomètres. Un tel exemple, où l'on peut ainsi tester les températures de fermeture, est situé dans la chaîne Wassuk à l'Ouest du Nevada. Les roches de cette chaîne ont été exhumées tectoniquement lors de l'extension Miocène qui a affecté l'Ouest des Etats-Unis (Tagami & *al.*, 2003; Stockli, 2005) de paleo-profondeurs atteignant jusqu'à 8,5 km. Elles permettent donc d'échantillonner les PAZ des systèmes He (apatite et zircon) ainsi que la PAZ du système AFT (Figure 6-8). Les relations âge-paléoprofondeur (pour des âges plus anciens que ~15 Ma) dessinent exactement la forme d'une HePAZ et d'une FTPAZ entièrement exhumées.

Un événement de refroidissement et les thermochronomètres utilisés (ZHe, AHe et AFT) d'exhumation très rapides vers 15 Ma est mis en évidence par l'invariance des âges obtenus par tous courbes âge-paléoprofondeur, ces points d'inflexion

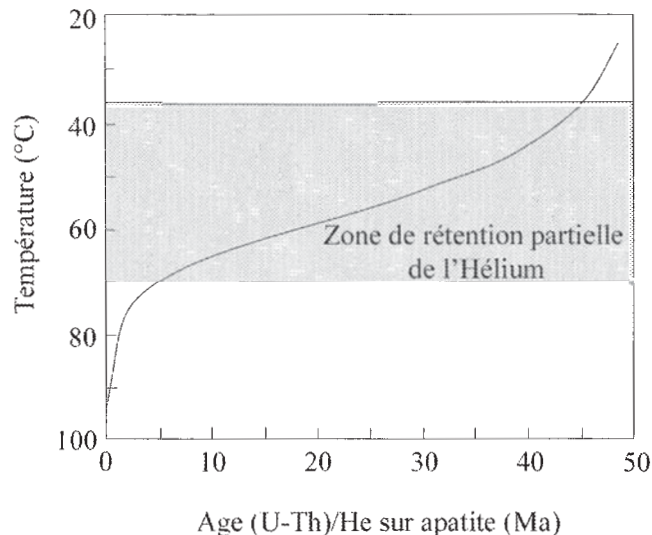


FIG. 6-7 ZRP de l'Helium, calculée après pour une période isotherme de 50 Ma. (D'après Wolf & *al.*, 1998).

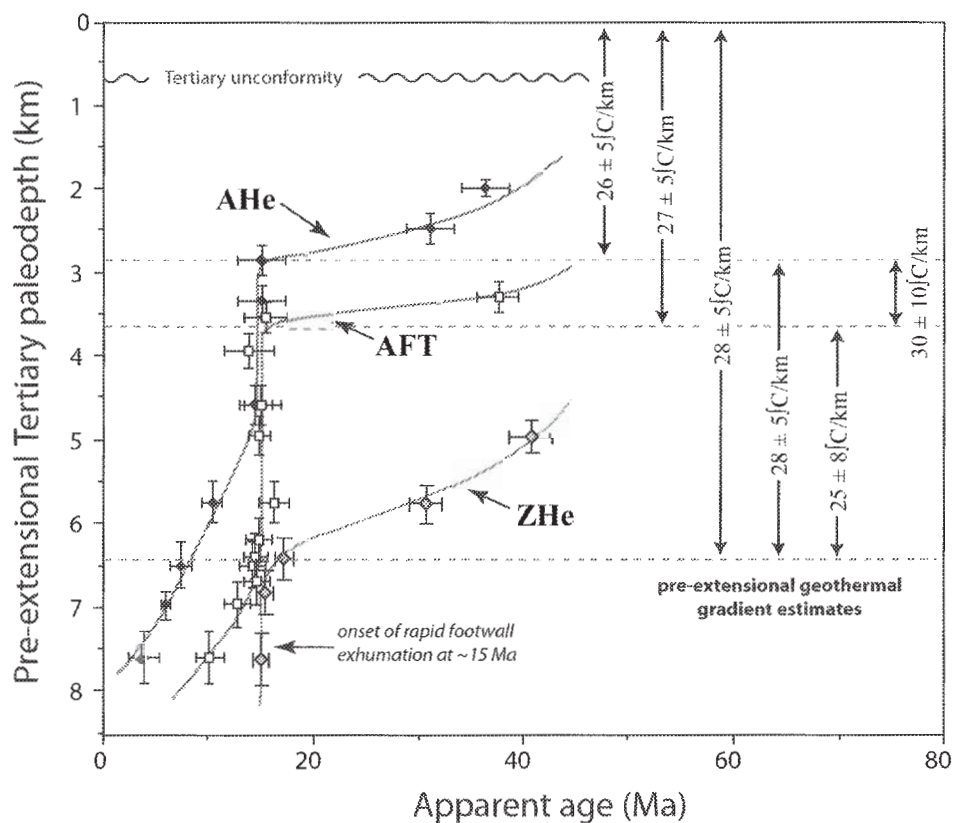


FIG. 6-8 Représentation des données traces de fission sur apatite (AFT) et U-Th/He sur apatite et zircon (AHe & ZHe) de la partie centrale de la chaîne Wassuk, Nevada.

Les données dessinent la forme des zones de rétention partielle (HePAZ et FTPAZ) et les points d'inflexion marquent le début d'une phase de refroidissement et d'exhumation très rapide au Miocène moyen. Ces données nous permettent aussi d'avoir une estimation du paleo-gradient thermique avant l'extension (D'après Stockli, 2005).

dessinent les bases des zones de rétentions partielles, correspondant à la température de fermeture pour chaque système. Le rapport de la différence des températures de fermeture des différents thermochronomètres sur la différence de leurs paléop profondeurs, nous donne également une estimation des paléogradients thermiques juste avant le début de l'extension Miocène dans la partie centrale de la chaîne Wassuk (Figure 6-8; Stockli & *al.*, 2005).

4. ASPECTS EXPÉRIMENTAUX DE LA MÉTHODE U/Th-He

Les techniques et méthodes de datation présentées dans ce chapitre sont celles qui ont été utilisées dans l'équipe de Peter Reiners au Département de Géophysique et Géologie à l'Université de Yale (New Haven, Etats-Unis).

4-1 Sélection des grains

La sélection des grains à dater est un processus très important permettant d'avoir des âges (U-Th)/He fiables. Les grains sont observés au microscope polarisant et sélectionnés selon les critères suivants :

Pour les apatites : absence d'inclusions riches en U et Th (zircons, monazites, inclusions fluides.). Cette absence d'inclusions riches en U et Th est également vérifiée en observant les grains dans une goutte d'alcool. Pour les apatites et zircons : taille suffisamment grande (largeur supérieure à 80 μm) ; absence de fractures ; absence d'inclusions pauvres en U et Th (oxydes).

Après avoir été sélectionnés, les grains sont mesurés. Pour les apatites, on mesure les diamètres perpendiculaires et parallèles aux deux axes cristallographiques a_1 , a_2 ainsi que les longueurs. Pour les zircons, on effectue les mêmes mesures en y ajoutant les mesures des hauteurs des pointes des pyramides. Les grains d'apatite sont ensuite introduits dans des capsules en Pt de 1 mm de long sur 0.5mm de diamètre et ceux de zircons dans une enveloppe de Nb. Dans le cas où les teneurs en ^4He sont basses plusieurs grains peuvent être mis dans une même capsule. Ceci est notamment le cas pour les apatites.

La capsule est fermée de façon à empêcher la sortie de grains, mais à laisser pénétrer les liquides, pour pouvoir dissoudre les apatites avant passage à l'ICP-MS. L'enveloppe de Nb sera diluée avec le zircon.

4-2 Extraction de ^4He

L' ^4He est extrait par chauffage et analysé par spectrométrie de masse. La ligne d'extraction utilisée à Yale est schématisée sur la Figure 6-9. Les capsules sont disposées sur une planchette en cuivre placée

dans un compartiment étanche. La position de chaque échantillon est repérée et rentrée dans l'ordinateur.

Avant de commencer l'extraction, le vide est fait dans le compartiment grâce à une pompe turbo et à une pompe ionique. Les tuyaux entre le compartiment étanche et les pompes sont chauffés en même temps afin d'éviter la condensation d'eau. Le chauffage des échantillons est indirect, suivant la méthode développée par House & *al.* (2000). La capsule de Pt (ou de Nb) et les contenants sont chauffés par un laser Nd-YAG (diamètre du faisceau 1064 nm, < 1W, onde continue, US Laser Corp.), à une température de l'ordre de 1000°C pour l'apatite et 1100-1250°C pour le zircon. Les capsules jouent donc le rôle de "micro-four". La température est estimée par thermoluminescence et constamment ajustée par un système de polariseur. Le temps de chauffage est de l'ordre de 3 minutes pour l'apatite et 15 minutes pour le zircon. L' ^4He extrait est alors mélangé avec une quantité connue d' ^3He afin de mesurer le rapport $^4\text{He}/^3\text{He}$.

L'ensemble des gaz extraits est adsorbé par un piège cryogénique puis seuls ^4He et ^3He sont libérés et analysés par un spectromètre de masse quadripôle. La capsule est chauffée une deuxième fois et l'hélium extrait analysé afin d'être sûr que tout ^4He a bien été extrait lors du premier chauffage. La présence d' ^4He lors du deuxième chauffage est en général le signe de la présence de zircon ou monazite en inclusions ou d'inclusions fluides riches en U et Th.

4-3 Dissolution des échantillons et mesure de ^{238}U et de ^{232}Th

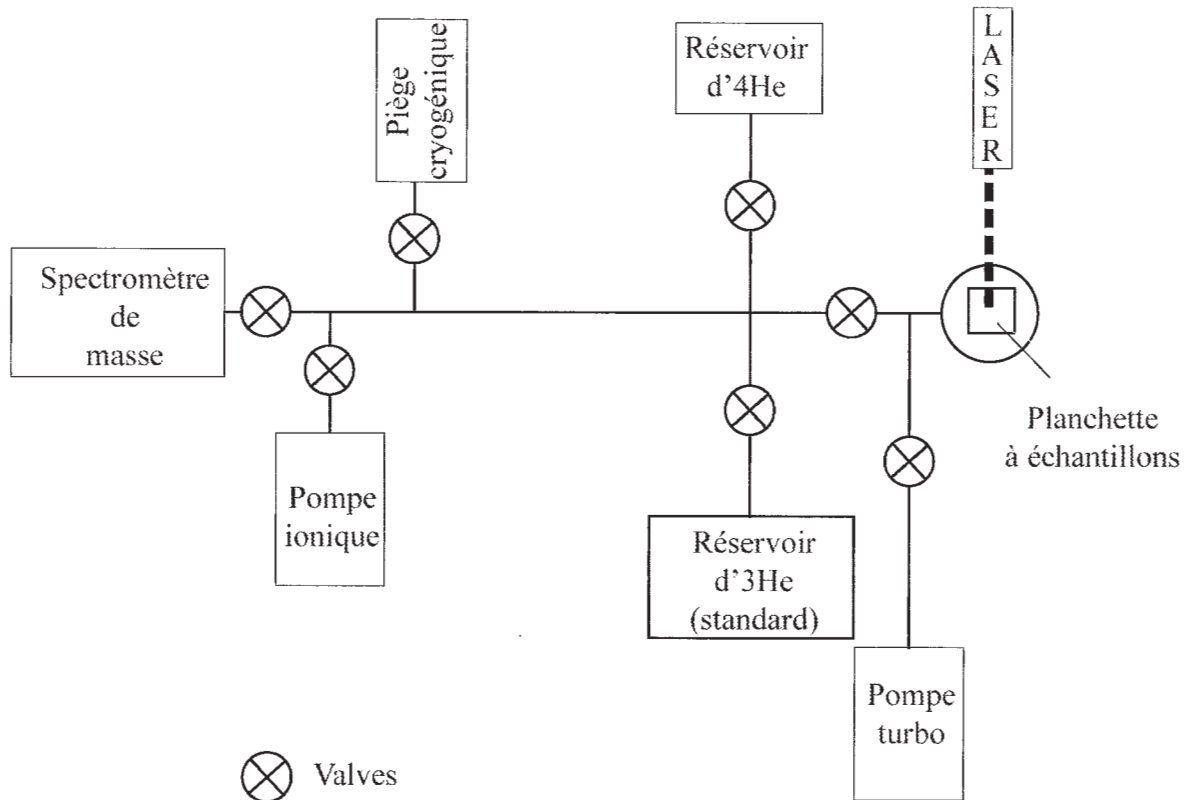
Les capsules d'apatite sont retirées de la planchette et placées dans des tubes en téflon dans lequel on ajoute un « spike » (solution calibrée de ^{233}U et de ^{229}Th), ainsi que HNO_3 à 30% pour la dissolution des apatites. Les échantillons sont alors chauffés à 96°C pendant une heure afin que la dissolution soit complète.

La technique de la dissolution des zircons est différente, ceux-ci ne se dissolvent pas dans l'acide nitrique mais dans un mélange de HF- HNO_3 et dans des conditions de température et pression plus élevée que l'ambient. Les capsules de Nb sont placées dans des tubes en téflon contenant le mélange HF- HNO_3 , ainsi que 0.4-0.8 ng de ^{233}U et 0.6-1.2 ng de ^{229}Th . L'ensemble (capsule et spike) est porté à la température de 225°C, pour une durée de 72 heures. Ensuite les échantillons sont dilués dans HCl à une température de 200°C pendant 24 heures pour enlever les fluorures. Enfin, les échantillons sont redilués dans 6% HNO_3 et 0.8% HF. Dans les deux cas (apatite et zircon) l'U et le Th sont ensuite analysés sur une ICP-MS.

4-4 Compilation des données et correction des âges

Les rapports $^4\text{He}/^3\text{He}$, $^{238}\text{U}/^{233}\text{U}$ et $^{232}\text{Th}/^{229}\text{Th}$ sont récupérés et utilisés pour résoudre l'équation d'âge (2). L'âge obtenu est un âge brut qui ne tient pas compte de l'éjection de particules α . Il est donc nécessaire de le corriger de cet effet. Pour cela il est divisé par le facteur de correction F_{He}° (4).

FIG. 6-9 Schéma simplifié de la ligne d'extraction de l'He utilisée au département de Géophysique & Géologie, Université de Yale.



5- RÉSULTATS ET DISCUSSION DES DATATIONS (U-Th)/HE SUR APATITES ET ZIRCONS

5-1 Résultats obtenus

Une partie des échantillons analysés par traces de fission et présentés dans le chapitre précédent ont été analysés par thermochronologie (U-Th)/He, en fonction de la quantité et qualité d'apatite et de zircon obtenus. Les résultats obtenus sont présentés dans la Table 6-2 et sur la Figure 6-10. Les âges He sur apatite varient de $3,7 \pm 0,1$ Ma à $51 \pm 12,3$ Ma et de $18,6 \pm 0,4$ Ma à $108,9 \pm 1,9$ Ma sur le zircon.

Normalement l'analyse d'un seul cristal suffit pour obtenir un âge (U-Th)/He, à la condition que le grain contienne suffisamment d'U, de Th et de He et ne contienne aucune inclusion minérale (zircon, monazite etc., dans le cas de l'apatite), ni fluide, ni zonation importante (cas de l'apatite et du zircon). Afin de valider ces conditions, de un à quatre répliquats sont analysés pour chaque échantillon.

Si un cristal d'apatite donne un âge nettement plus élevé par rapport à l'autre (ou aux autres), cela traduit la plupart du temps un excès d'Hélium. On peut le vérifier pendant la phase d'extraction de l'Hélium, si suite au premier chauffage à 1000°C pendant 3 minutes, (qui permet en théorie d'extraire tout l'Hélium des apatites), de l'Hélium est encore extrait lors du deuxième chauffage réalisé dans les mêmes conditions.

Cet excès d'Hélium est la conséquence de la présence d'inclusions de zircon ou de monazite, ou encore d'inclusions fluides riches en U et Th. Les mesures présentant une réextraction d'Hélium ne sont donc pas exploitables. Dans d'autres cas, les inclusions peuvent être si petites que tout leur He est perdu lors de la première phase de chauffage. La présence d'inclusions de zircon ou de monazite peut alors être testée chimiquement. En effet, l'attaque chimique réalisée pour dissoudre les apatites avant passage à l'ICP-MS ne dissout pas les zircons et

les monazites, qui se déposent au fond du tube de Téflon. Il est alors possible de récupérer ces grains par centrifugation, de faire une nouvelle attaque chimique qui permet la dissolution des zircons et monazites et d'analyser la solution à l'ICP-MS. La présence d'U et de Th dans cette solution marque la présence d'inclusions. Comme les zircons et les monazites ne sont pas dissous lors de la préparation des échantillons avant passage à l'ICP-MS, un moyen d'éliminer ces effets est de placer les apatites suspectées de contenir des inclusions dans des enveloppes de Nb. Après l'extraction de l'He, l'enveloppe est attaquée chimiquement selon la procédure de zircon (§ 6.3.3). L'enveloppe de Nb est alors dissoute ensemble avec l'apatite et les inclusions possibles ; dans ce cas, on mesure correctement la quantité d'U et de Th. Une telle procédure a été suivie pour quelques-unes des apatites de l'échantillon AM9-00.

Un autre facteur qui peut produire des âges anormalement élevés, est l'injection de particules α (^4He) à partir d'un minéral voisin. Les minéraux étant souvent cassés en deux, une implantation d'He peut également provenir d'inclusions situées dans une partie manquante du minéral. Ces hypothèses sont malheureusement impossibles à vérifier.

Enfin, la présence de zonations en U et Th dans les apatites et les zircons peut également entraîner une variabilité dans les âges obtenus. Une zonation initiale en U et Th induit une répartition non homogène des particules α produites par leur décroissance dans le minéral. Or, lors de la correction de l'âge, suite à la perte de particules α par éjection, il est supposé que cette répartition est homogène. Ainsi lorsque nous avons effectué la datation par traces de fission d'un échantillon (AM15-00), nous avons observé un fort contraste dans la répartition des traces (apatite et zircon), qui implique une zonation importante.

En conséquence, nous avons obtenu des âges (U-Th)/He variables, aussi bien sur les apatites que sur les zircons. Cela est confirmé par plusieurs séries des datations sur le même échantillon (AM15-00, apatite et zircon).

Dans le cas où manquait une évaluation quantitative des zonations, nous avons retenu comme âge pour l'échantillon, l'âge qui se réplique le plus fréquemment (P. Reiners, comm. orale, 2006).

Enfin, les âges anormalement élevés (plus de deux fois l'âge minimum) ont été testés par une nouvelle série de datations ; nous n'avons pas obtenus d'âges aussi élevés durant cette nouvelle campagne, confirmant que ces âges doivent être éliminés comme sans signification géologique (AM26-03 ; Table 6-2).

5-2- L'erreur liée aux âges He

L'incertitude sur les âges obtenus est calculée sur l'erreur analytique. Pour la ligne d'extraction de He au laboratoire de Yale, la précision est de 6 % pour l'apatite et de 8% pour le zircon ($\pm 2\sigma$, Wolf, 1997 ; Reiners & *al.*, 2004). L'erreur sur la mesure de la taille des grains, qui permet de calculer le facteur de correction F_{He} , est de l'ordre de 4 à 6% ($\pm 2\sigma$, Spotila & *al.*, 1998). Enfin, la précision sur la mesure de U et Th par ICP-MS est de l'ordre de 4% ($\pm 2\sigma$, Spotila & *al.*, 1998). Ces erreurs propagées donnent une erreur analytique à 2σ de $\sim 10\%$ pour un âge (Spotila & *al.*, 1998). Puisque, pour chaque échantillon des âges ont été mesurés sur plusieurs répliques, nous avons calculé des âges pondérés pour les répliquats qui présentent des âges cohérents.

5-3- Modélisation thermique

Nous avons modélisé une nouvelle fois l'histoire thermique des échantillons du lamprophyre de Terfoja (AM20-00 ; Figure 6-11), mais en introduisant dans le modèle HeFTy (Ketcham & *al.*, 2005) les données TFA (âge et distribution des longueurs) ainsi que l'âge (U-Th)/He. On obtient des résultats similaires dans le cas où l'on utilise seulement les données TF (Figure 6-11, a) et dans le cas où l'on couple les données TF et les âges He (AM20-00 ; Figure 6-11, b). Cependant, l'ensemble des données TF et He permet d'affiner le détail de l'histoire du refroidissement dans cette région. On observe ainsi un taux de refroidissement relativement faible de 16 Ma à 6 Ma, suivi par une augmentation importante de l'ordre de $30^\circ\text{C}/\text{Ma}$ à partir de 3-6 Ma. Ce taux de refroidissement correspond à un taux d'exhumation de l'ordre de 1,2 mm/an pour un gradient thermique de 25°C dans cette région.

Dans la zone de Korabi nous avons obtenu des âges assez cohérents de 4,5 à 6,5 Ma (AM26-03 ; AM20-00 ; Figures 3-3 et 6-10) qui augmentent légèrement jusqu'à 8-11 Ma, plus au Nord (AM9-00 ; Figure 6-10). Ces âges sont systématiquement plus jeunes que les âges TFA, correspondant à des températures de fermeture plus basses ($<80^\circ\text{C}$).

Dans la région de Nimçe-Shishtavec, sur une distance de ~ 25 km à vol d'oiseau, la relation d'âge-altitude obtenue (Figure 6-12) confirme et renforce la relation âge-altitude obtenue par les données TF, en mettant en évidence des taux d'érosion et de diminution du relief importants (§ 5. 2. 1).

Dans la partie ouest de la zone de Mirdita, où les données sont moins abondantes, l'âge (U-Th)/He de 55-57 Ma obtenu sur les apatites d'un gabbro,

confirme une histoire de refroidissement ancien et lent en accord avec l'âge de 70 Ma obtenu par TFA sur ce gabbro (AM4-02; Figure 6-10).

Les apatites de cet échantillon sont très pauvres en U et Th, mais par contre très riches en Sm (Table 6-2).

Cela implique que la contribution du Sm en particules α (^4He) n'est pas négligeable (§ 6.1.1).

Il conviendrait donc de corriger, par un facteur de

correction F_{He} pour le Sm, l'âge brut obtenu (§ 6.1.1).

Ce facteur n'est pas encore calculé, mais on sait que la distance de blocage des particules α issues de la désintégration du Sm est plus courte que celle de U ou Th (P. Reiners, comm. orale, 2006).

Dans ce cas, le facteur F_{He} devrait avoir une valeur moins importante que le facteur F_{He} de U et de Th. L'âge (U-Th)/He sur

	Sample Grain		Grid	Alt. m.	mwar (μm)	mass (μg)	Sm (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	4He (nmol/g)	FHe	corr. age (Ma)	σ (Ma)	w. mean age (Ma)	σ (Ma)	
	N	E															
Korabi	Apatite																
	AM26-03	A	41,78333	20,52003	2020	76	6,5	134,1	21,8	64,6	3,04	0,73	0,79	4,6	0,08		
	id	B	id	id	id	91	12	132,7	21,6	59,3	2,82	0,88	0,83	5,5	0,11		
	id	C	id	id	id	86	15	176,1	23,3	76,4	3,36	1,10	0,83	5,9	0,12		
	id	D	id	id	id	84	41	172,0	20,3	86,1	4,34	1,11	0,91	5,5	0,11		
	id	E	id	id	id	91	16	174,3	20,8	95,7	4,73	1,34	0,84	6,8	0,13		
	AM20-00	A	41,894265	20,50121	1750	47	2,9	106,2	9,1	33,0	3,72	0,42	0,71	6,4	0,13	5,4	0,7
	id	B	id	id	id	55	5,0	117,5	15,6	43,7	2,88	0,50	0,75	4,7	0,08	5,2	0,8
	AM09-00	A	42,025532	20,52856	750	77	10,2	409,8	54,6	116,5	2,19	3,07	0,81	8,5	0,14		
	id	B	id	id	id	67	8,9	365,6	31,0	76,2	2,52	2,49	0,80	11,7	0,19		
	id	C	id	id	id	83	49,1	371,2	33,4	95,3	2,93	2,36	0,83	9,3	0,14		
	AM15-00	A	42,517921	20,03676	1865	85	10,1	14,5	0,9	3,7	4,25	0,19	0,82	24,2	1,23		
	id	B	id	id	id	79	11,9	33,9	6,7	14,0	2,15	0,62	0,83	13,9	0,34		
	id	C	id	id	id	63	8,9	19,3	5,2	9,1	1,79	0,79	0,80	24,9	0,80		
	id	D	id	id	id	79	10,9	48,4	9,7	16,9	1,78	0,94	0,83	15,4	0,35		
id	E	id	id	id	85	10,6	18,2	8,3	10,90	1,34	1,01	0,82	20,7	0,52			
Mirid	AM4-02	A	41,73194	19,80333	600	49	5,2	321,6	0,4	1,2	3,13	0,24	0,74	57,5	5,68	16,6	3,6
	id	B	id	id	id	38	2,0	419,4	0,4	1,2	3,01	0,22	0,66	51,7	12,26	56,5	2,2
Tuf Bassin ini	AM39-02	A	40,54119	20,79052	1200	41	3,1	97,2	27,6	130,8	4,85	0,92	0,69	4,3	0,1		
	id	B	id	id	id	52	6,2	336,4	27,8	97,6	3,60	0,76	0,74	3,7	0,1		
	id	C	id	id	id	80	11,9	302,1	18,3	83,7	4,68	0,79	0,82	4,7	0,1		
	id	D	id	id	id	66	10,2	318,2	21,9	87,8	4,11	0,77	0,78	4,2	0,1		
Korabi	Zircon																
	AM26-03	A	41,73194	19,80333	600	48	6,5	1224,9	758,5	0,64	110,90	0,79	18,6	0,36			
	id	B	id	id	id	69	14,6	942,4	479,7	0,52	101,07	0,84	21,1	0,40	19,7	1,3	
AM08-00		41,962471	20,58532	1300	96	24,5		1778,9	1254,2	0,72	491,56	0,88	49,8	0,90			
Gashi	AM15-00	A	42,517921	20,03676	1865	91	47,6		63,5	86,2	1,39	42,78	0,88	106,4	1,97		
	id	B	id	id	id	64	16,3		70,8	64,1	0,93	31,00	0,84	79,5	1,52		
	id	C	id	id	id	88	34,5		87,1	111,5	1,31	53,34	0,87	99,1	1,75		
	id	D	id	id	id	80	27,6		94,2	119,1	1,30	53,35	0,86	93,1	1,66		
	id	E	id	id	id	89	34,4		52,7	71,0	1,38	35,91	0,87	108,9	1,91		
Tuf	AM39-02A		40,54119	20,79052	1200	38	6,5		508,2	363,1	0,73	70,47	0,81	27,1	0,55	101,0	6,3
	id	B	id	id	id	48	13,1		562,9	362,6	0,66	82,89	0,85	27,8	0,55	27,5	0,4

TABLE 6-2 Résultats (U-Th)/He sur apatite et zircon obtenus dans les Albanides.

Les numéros de chaque échantillon présenté dans ce tableau correspondent aussi aux échantillons présentés dans le tableau des résultats TF (Tableau 5-1). Les lettres correspondent aux différents cristaux d'un même échantillon. F_{He} , facteur de correction d'âge (U-Th)/He ; mwar, $\frac{1}{2}$ de diamètre du grain ; mass, masse du grain.

apatite de cet échantillon (AM4-02) deviendrait 5-10% plus jeune, et donc devrait être proche de 45-50 Ma.

Ces résultats sont en bon accord avec les histoires thermiques suggérées par l'analyse TF, qui prédisent un passage à travers la température de fermeture pour l' ^4He vers 40-45 Ma.

Dans la zone de Korabi, les âges (U-Th)/He sur le zircon varient de 20 Ma pour le granosyérite de Radomira (AM26-03; Table 6-2; Figure 6-10) à 50 Ma pour la monzonite de Shishtavecí (AM8-00). Ces âges sont

beaucoup plus jeunes que les âges He sur zircon obtenus dans la zone de Gashi (AM15-00; Figure 6-10) et aussi plus jeunes que l'âge de 70 Ma (TFA) du gabbro de la partie est des ophiolites, lequel correspond à une température plus faible (vers 120°C).

Nous avons précisé dans le chapitre sur les résultats traces de fission (Chapitre 5) que l'évolution asymétrique de la chaîne Albanaise durant le Tertiaire, a été enregistrées par TFA, pour des températures de l'ordre de <120°C. Une telle évolution asymétrique

n'est pas observée pour des températures de l'ordre >240°C, comme cela est indiqué par les âges TFZ à peu près similaires obtenus dans les parties ouest et est de la chaîne. Par contre les âges (U-Th)/He sur zircon suggèrent que cette évolution asymétrique a été enregistrée par ce système caractérisé par des températures de fermeture de l'ordre de 180 à 200°C.

Si les mêmes températures, vers 240°C, ont été enregistrées dans toute la chaîne à peu près en même temps par le thermochronomètres TFZ (traces de fission sur zircon). Par contre des températures plus basses de 75 à 200 ont été enregistrées à différents moments de l'Ouest à l'Est de cette chaîne comme cela est confirmé par l'utilisation de trois enregistreurs thermochronologiques : TF sur apatite et (U-Th)/He sur apatite et zircon.

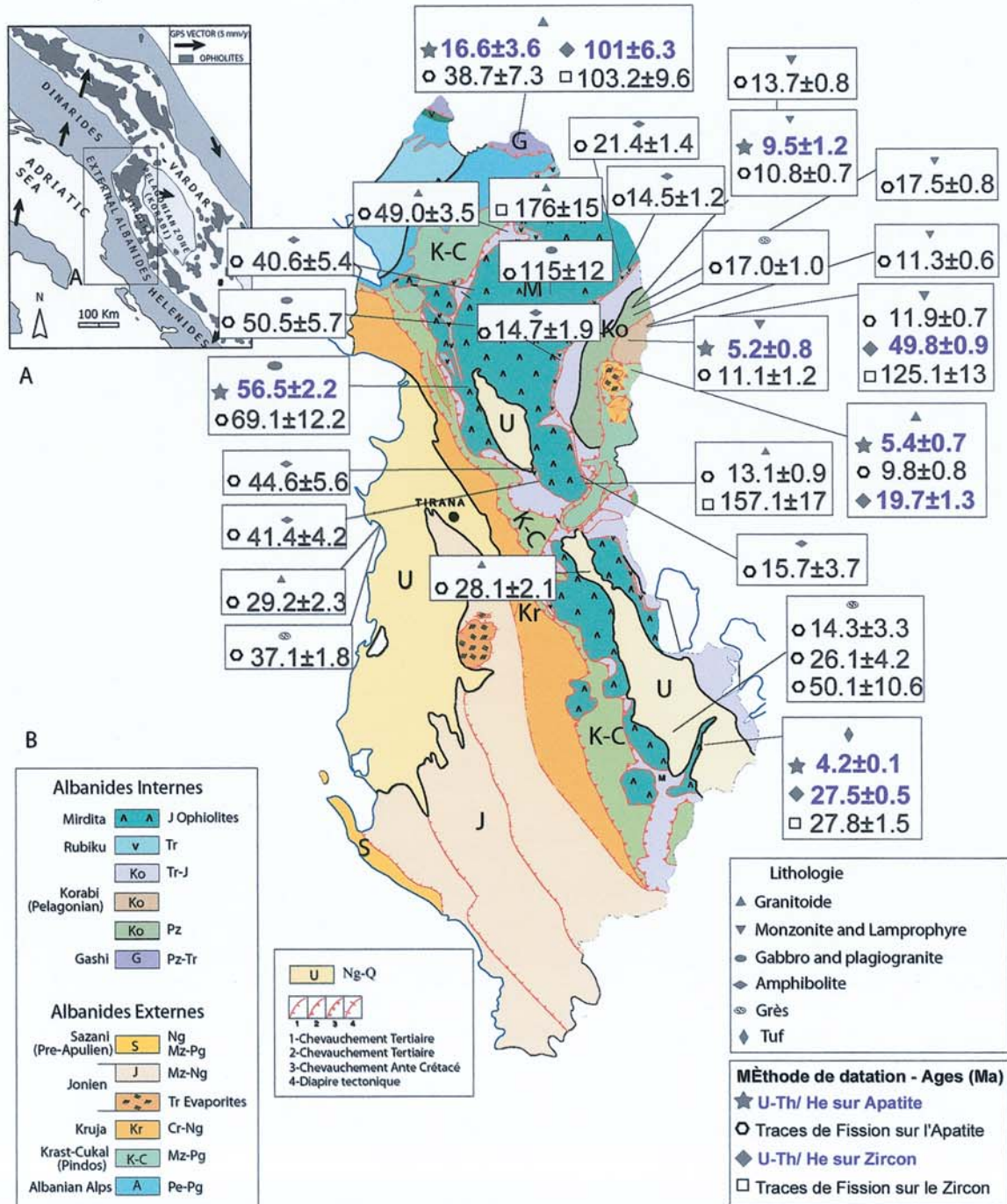


FIG. 6-10 Résultats termochronologiques replacés sur une carte des Albanides.

A : situation des Albanides dans la branche sud des chaînes de Méditerranée
 B : Schéma de la carte géologique d'Albanie (modifié de ISGJSH 2003). Pz, Paléozoïque; Pe, Permien; Mz, Mésozoïque; Tr, Trias; J, Jurassique; Cr, Crétacé; Pg, Paléogène; Ng, Néogène; Q, Quaternaire.

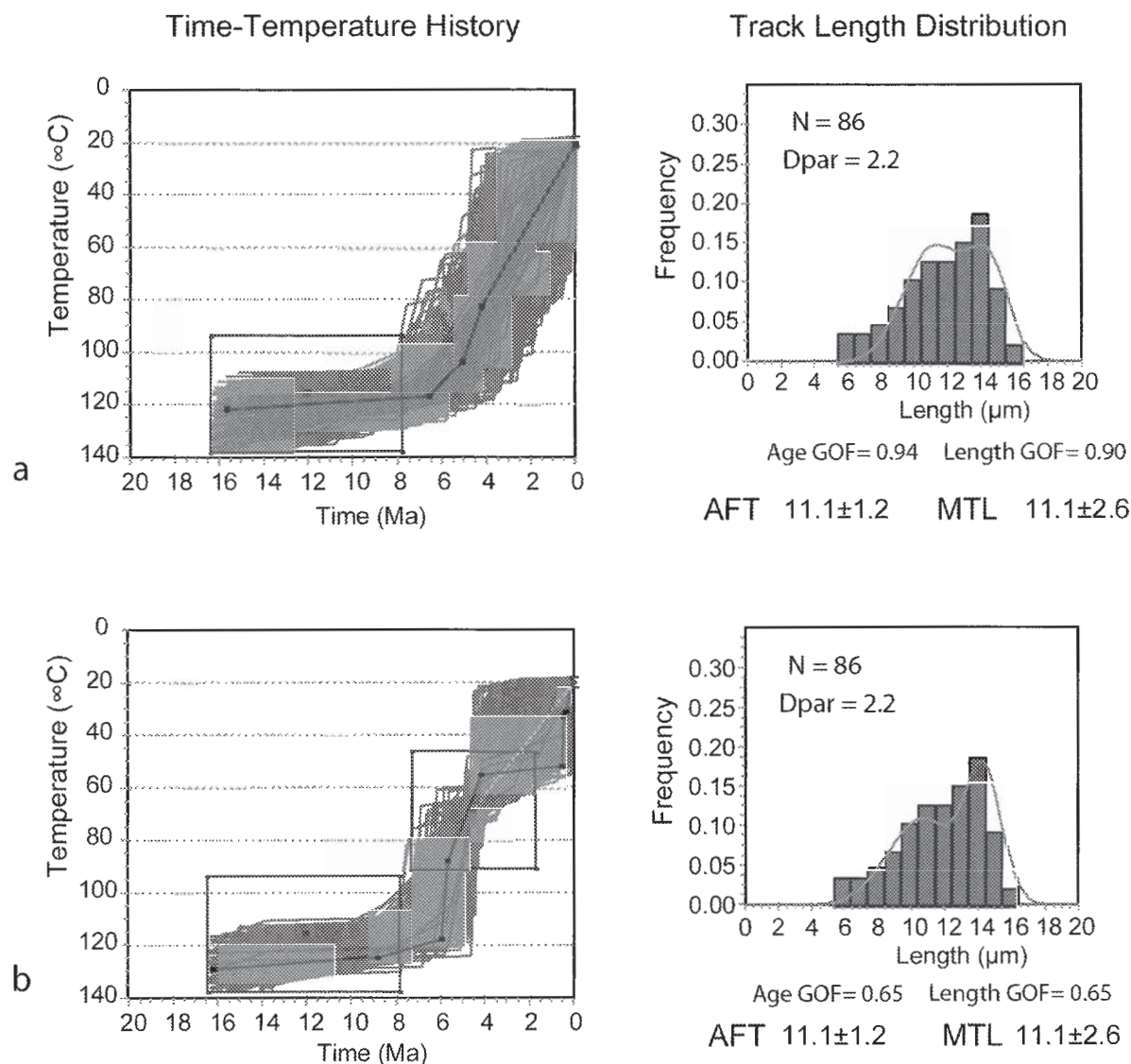


FIG. 6-11 Histoires temps – température de l'échantillon AM20-00 calculées en utilisant le modèle HeFTy (Ketcham & al., 2005).

Les notations sont identiques à celles de la figure 5-6. AFT, âge Traces de fission; MTL, longueur moyenne des Traces confinées. a) Histoire temps-température calculée par inversion des données TF (âge et distribution des longueurs de traces); b) Histoire temps-température calculée par inversion des mêmes données TF (âge et distribution des longueurs de traces) et de l'âge (U-Th)/He obtenu sur cet échantillon.

5-4- L'âge du Tuf volcanique

Nous avons reporté dans la table 6-2 et sur la figure 6-10 les âges (U-Th)/He sur zircon et sur apatite obtenus sur le tuf volcanique intercalé dans des sédiments Oligocène supérieur de l'épaulement Est du Graben de Korça. L'âge He sur zircon à 27,1 – 27,8 Ma obtenu sur ce tuf est identique à l'âge à 26,2-27,8 Ma obtenu par TFA (§5.1.5). Par contre l'âge He sur apatite de 3,7 – 4,7 Ma est beaucoup plus récent, ce qui suppose une remise à zéro du thermochronomètre (U-Th)/He sur apatite. Cela suggère un enfouissement des sédiments à une profondeur d'au moins 2,5 Km après la mise en place des tufs.

Cet enfouissement n'a pas pu atteindre la profondeur de 7 Km, car le thermochronomètre (U-Th)/He sur zircon n'a pas été perturbé. Un enfouissement des sédiments Oligocènes est aussi enregistré par le thermochronomètre TFA dans le bassin du graben de Korça, où les mêmes sédiments ont dû atteindre des températures comprises dans l'intervalle $>70^{\circ}\text{C}$ et $<110^{\circ}\text{C}$. En effet, nous avons observé dans ces sédiments trois populations d'âge TFA. L'âge le plus jeune, à 14 Ma, montre une modification des traces de fission, donc les apatites de ces sédiments se sont trouvées dans la PAZ (zone de rétention partielle; $60-120^{\circ}\text{C}$) à cette époque.

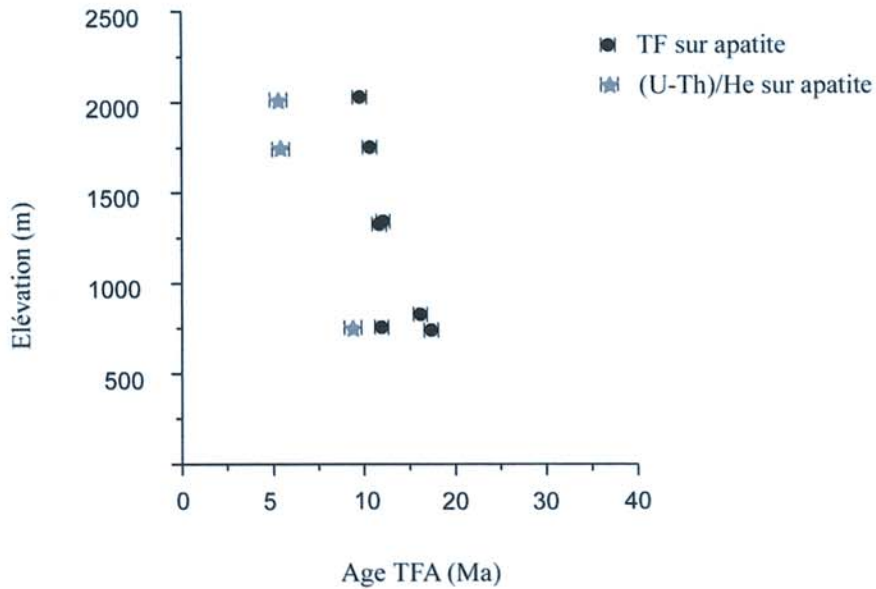


FIG. 6-12 Relation âge- altitude dns la région Nimçe-Radomirë (zone de Korabi).

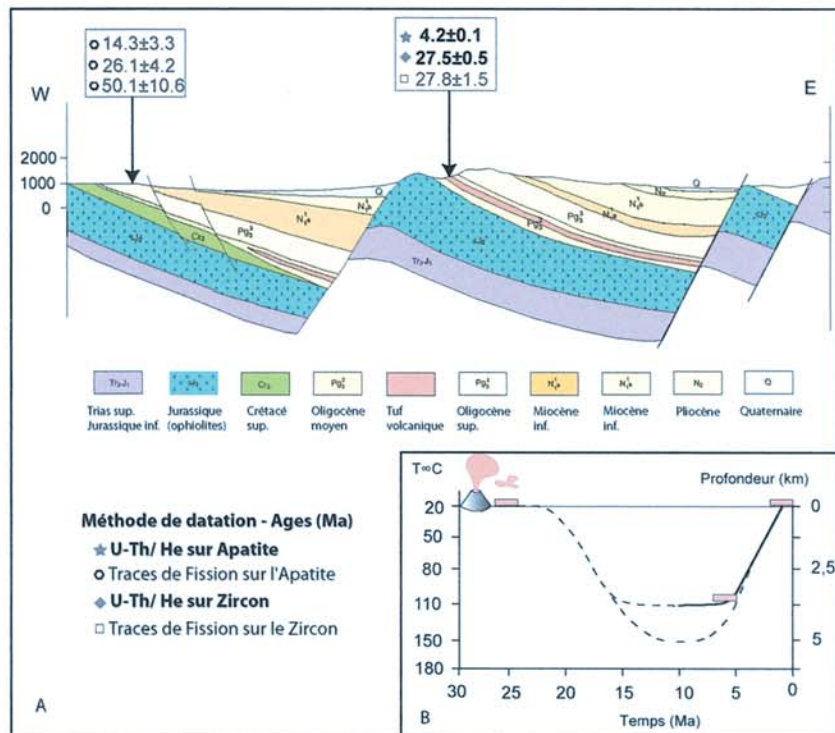
L'âge à 26 Ma est vraisemblablement contemporain de l'âge du tuf. En effet nous avons observé que le tuf contient des quantités considérables d'apatite et de zircon.

Cet âge obtenu sur la majorité des grains montre que ces apatites proviennent essentiellement du tuf. Par contre l'âge plus ancien, à 50 Ma, montre qu'une partie des apatites, chimiquement différentes, était plus résistante

à la température ; celle-ci n'a toutefois pas dépassé 120°C. En conclusion, l'âge He sur apatite (~ 4 Ma) obtenu sur ce tuf volcanique indique que les sédiments Oligocènes ont été enfouis jusqu'à au moins 2,5 Km après leur mise en place à 26-27 Ma. Ceci permet en outre d'estimer un taux de refroidissement de l'ordre de 20°C/Ma pour la période postérieure à 4 Ma.

FIG. 6-13 Ages TF et U-Th/He des séries sédimentaires du graben de Korça.

A: Coupe du graben;
B : Modèle d'évolution thermique enregistrée par les apatites.
Localisation sur Fig. 1-2



6- CONCLUSION

Les âges (U-Th)/He, obtenus sur apatite dans la zone de Korabi, sont assez cohérents, entre 4,5 et 6,5 Ma et augmentent légèrement jusqu'à 8-11 Ma en direction du Nord. Dans la partie ouest de la zone de Mirdita, l'âge (U-Th)/He obtenu, de l'ordre de 50 Ma, confirme une histoire de refroidissement ancienne et lente, en accord avec l'âge à 70 Ma obtenu par TFA sur le même échantillon. Les âges (U-Th)/He systématiquement plus jeunes que les âges TFA,

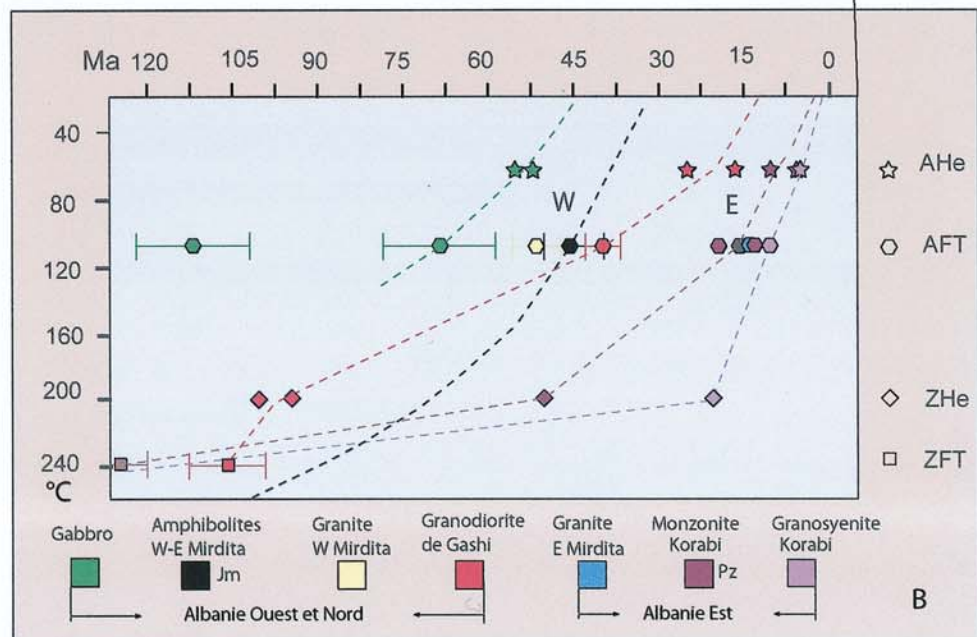
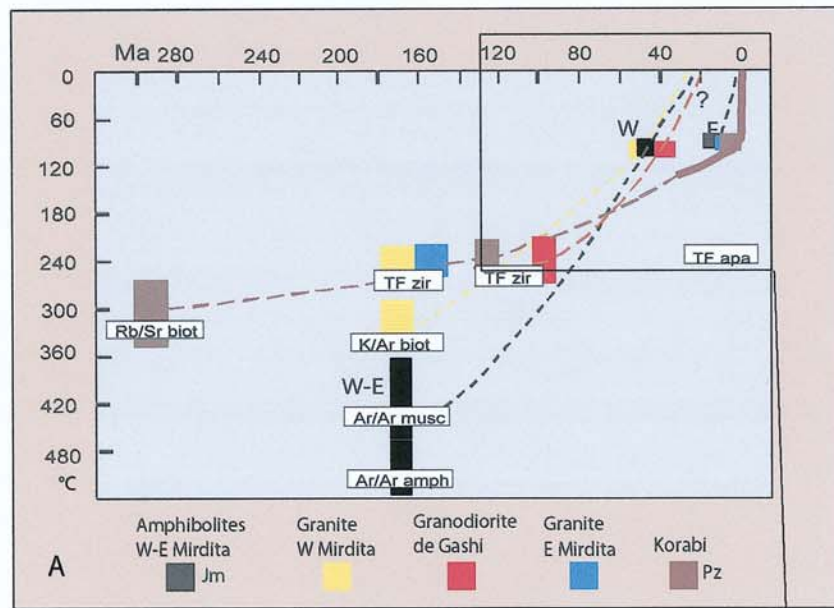
sont parfaitement compatibles avec les conclusions précédentes ; ils permettent ainsi de mettre en évidence des taux d'érosion importants.

Les âges (U-Th)/He sur zircon obtenus dans la zone de Korabi sont significativement plus jeunes que les âges ZTF. Ces âges nous indiquent que l'évolution asymétrique de la chaîne constatée grâce aux thermochronomètres TFA et (U-Th)/He sur apatite est sensible dès les températures de 180-200°C puisqu'elle est enregistrée par le thermochronomètre (U-Th)/He sur zircon.

FIG. 7-1 Evolution thermique des Albanides internes.

A : Diagramme temps-température fondé sur les résultats TF et (U-Th)He et les données de la littérature (Castorina & al., 1995 ; Dimo-Lahitte & al., 2001 ; Shallo, 1992).

B : Agrandissement concernant la zone encadrée sur le diagramme A où seules les données TF et (U-Th)He sont reportées avec les marges d'erreur.



DISCUSSION ET CONCLUSIONS GENERALES

Les données TF obtenues dans le cadre de ce travail apportent des contraintes précises sur l'histoire du refroidissement et donc de la dénudation dans la chaîne des Albanides, et en particulier dans les Albanides Internes.

Les données de TFZ (traces de fission sur zircon) suggèrent que la température n'a jamais atteint nulle part le niveau d'effacement (>240°C) des traces de fission pour le zircon au cours de l'évolution, postérieurement à l'emplacement des nappes ophiolitiques au Jurassique moyen.

Les données de TFA (traces de fission sur apatite) montrent clairement que les Albanides internes ont subi un refroidissement et une dénudation en plusieurs étapes durant le Crétacé et le Tertiaire.

Combinée avec les rares données provenant de géochronomètres de plus hautes températures, elles permettent de caractériser des évolutions contrastées suivant les régions (Figure 7-1).

L'évolution Tertiaire est distincte à l'Ouest et à l'Est dans cette chaîne. À l'Ouest à proximité du front de chevauchement actuel des zones Internes, un taux de refroidissement relativement lent caractérise les zones internes (stade 50 Ma, Figure 7-2). Leur emplacement sur les Albanides Externes, à l'Eocène supérieur (stade 40 Ma, Figure 7-2) entraîne leur surrection et leur dénudation.

Dans cette région, la dénudation et le refroidissement sont donc liés à un soulèvement isostatique, conséquences de l'épaississement de la croûte consécutif à la subduction de la plaque Adriatique sous les Albanides.

Pour l'Ophiolite centrale, un événement de refroidissement est enregistré à partir du Barrémien (~115 Ma). Ceci est en parfait accord avec la sédimentation de plate-forme post-obduction enregistrée sur ces ophiolites qui commence à cette époque-là.

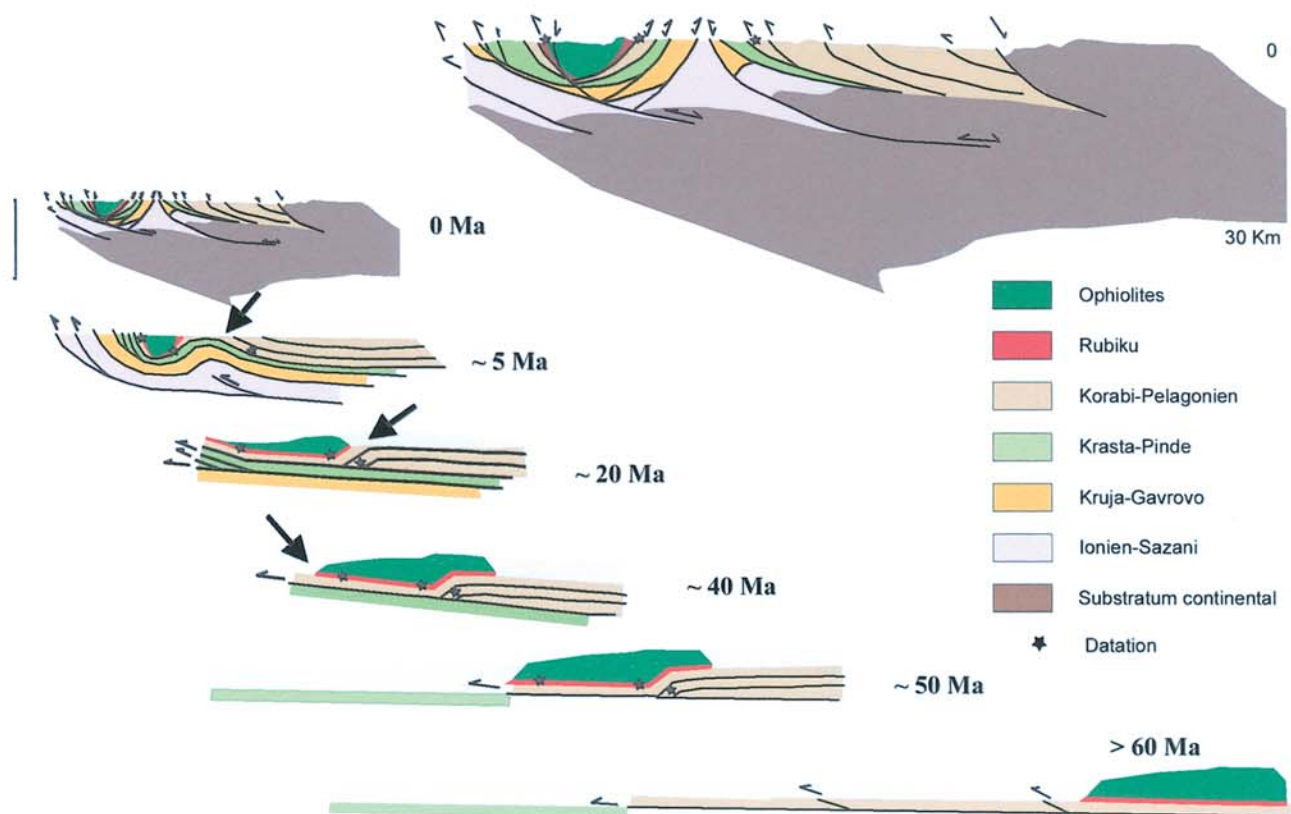


FIG. 7-2 Evolution thermochronologique des différentes zones d'Albanie: essai de modèle explicatif.

Dans la partie la plus interne des Albanides Internes la situation est plus complexe. Entre 50 et 20 Ma cette partie de la chaîne se situait à des profondeurs beaucoup plus importantes, d'au moins 8 Km (Figure 7-2). On y observe à partir du Miocène inférieur, un refroidissement très lent, voire localement un enfouissement en liaison avec l'épaississement de la croûte (Figure 7-2, stade 20 Ma). Un second épisode, au Miocène supérieur - Pliocène, montre une forte accélération du taux de refroidissement (Figure 7-2, stade 5 Ma).

Des données complémentaires sont apportées par la méthode (U-Th)/He.

Les âges obtenus par cette méthode sont systématiquement plus jeunes que les âges TFA, et bien en accord avec les modèles de refroidissement que nous avons obtenus par la modélisation des longueurs de traces de fission (Figure 7-1).

La méthode (U-Th)/He sur apatite nous permet de confirmer l'histoire d'une surrection lente entre 40-70 Ma pour la partie ouest des ophiolites avec les données TFA.

Cette méthode ((U-Th)/He) appliquée sur zircon nous a permis de mieux préciser l'intervalle de température qui caractérise l'évolution asymétrique de la chaîne.

Ainsi l'application de la thermochronologie de basse température (TF et (U-Th)/He sur apatite et zircon) a permis d'éclairer l'histoire du refroidissement des Albanides Internes.

Un taux d'exhumation (<0,1 Km/Ma) durant l'Éocène et le début de l'Oligocène caractérise la limite entre les zones Externes et zones Internes (Figure 7-3). Il est lié à un soulèvement isostatique, conséquence de l'épaississement de la croûte près du front de chevauchement, lui-même consécutif à l'emplacement tectonique du complexe interne sur la ceinture de plis et chevauchements externe (Fold-and-Thrust-Belt).

Paradoxalement dans le domaine interne le refroidissement et la surrection sont beaucoup plus récents et rapides. Les thermochronomètres (U-Th)/He et TF nous ont permis de déterminer un début de phase de surrection vers ~ 20 Ma. Vers 3-6 Ma, le taux d'exhumation des roches de la zone de Korabi s'est fort accéléré, jusqu'à atteindre 1,2 Km/Ma (Figure 7-3).

Cette accélération du taux de refroidissement peut résulter de différents phénomènes, voire d'une combinaison de ceux-ci.

Une première possibilité consiste à lier cette surrection à un phénomène local : la mise en place des diapirs de la fenêtre de Peshkopia, en liaison avec un possible chevauchement hors-séquence affectant la zone ionienne.

Toutefois, considérant que cette accélération est contemporaine d'un important régime en extension qui a affecté une très large région à cette époque, on peut aussi lier cette surrection à un phénomène régional.

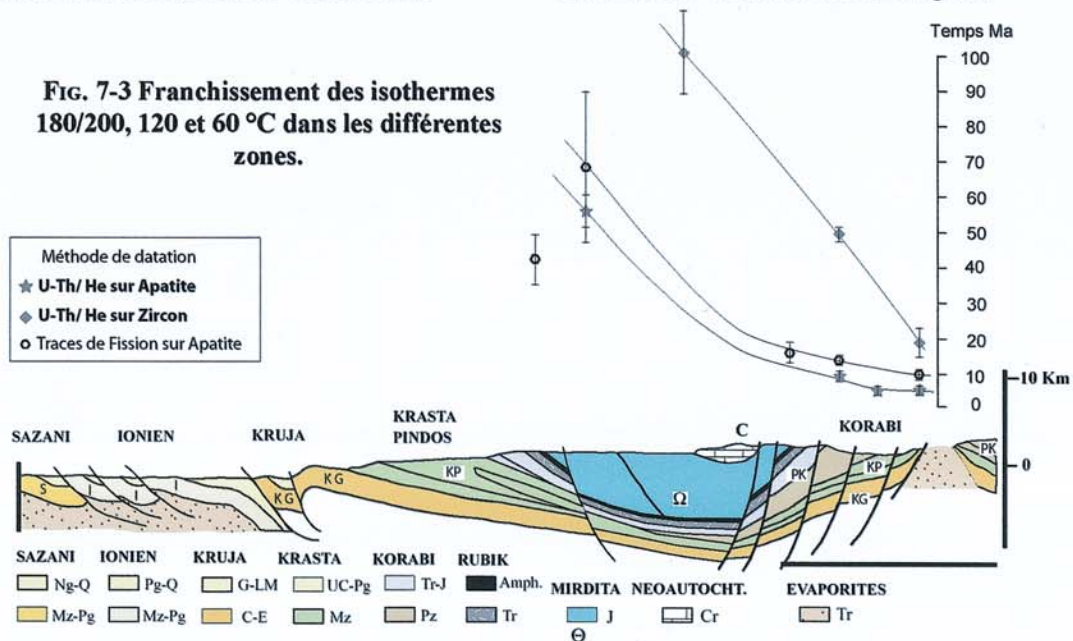
Un régime d'amincissement crustal a en effet concerné une très large zone (Bulgarie, Grèce, Macédoine, ex-Yougoslavie) ; il se manifeste encore actuellement au niveau de la sismicité par des mécanismes en extension.

C'est pourquoi nous proposons de considérer cette surrection accélérée comme résultant d'une collapse des ophiolites orientales et de la zone de Korabi.

Ce dernier épisode, responsable de la structure actuelle symétrique des unités ophiolitiques dans les Albanides Internes, serait le résultat d'un régime de collapse en extension régional, affectant la partie interne de la chaîne Dinaro-Hellénique.

Enfin cette étude montre que la complémentarité des méthodes de thermochronologie TF et (U-Th)/He constitue un moyen puissant de mieux contraindre l'histoire de l'exhumation d'un orogène.

FIG. 7-3 Franchissement des isothermes 180/200, 120 et 60 °C dans les différentes zones.



REMERCIEMENTS

Cette thèse a pu être réalisée grâce au soutien et à la collaboration de nombreuses personnes que j'ai eu le plaisir de rencontrer au cours des ces dernières années.

Je tiens tout particulièrement à remercier le Professeur Georges Mascle mon co-directeur de thèse français, qui m'a proposé ce sujet, m'a accueilli au sein du laboratoire LGCA, m'a soutenu durant ces années et m'a permis de me familiariser avec de nombreuses techniques. Ses conseils, tant sur le plan scientifique que sur le plan humain, m'ont été très bénéfiques au cours de ces dernières années ; ils m'ont particulièrement encouragé et permis d'aller de l'avant.

Je remercie également tout particulièrement le Professeur Artan Tashko, mon co-directeur de thèse albanais, pour ses conseils scientifiques, son soutien et son aide, durant le déroulement de ce travail.

Ma profonde reconnaissance va également à Enver Qoku, qui m'a proposé pour la première fois de m'engager dans la voie de la recherche, et m'a largement aidé pour plusieurs aspects de mon travail durant ces années.

Mes vifs remerciements vont à Peter van der Beek pour ses explications et ces conseils durant le déroulement de ce travail et son soutien dans mon travail au laboratoire de Traces de fission ; il m'a ainsi aidé à achever mon travail et permis d'être connecté avec le monde de la thermochronologie durant ces derniers mois.

Je tiens à remercier Matthias Bernet, pour sa disponibilité, ses explications, ses conseils qui m'ont été très utiles durant mes dernières années au laboratoire de Traces de fission.

Mes très vifs remerciements vont aussi à Madame Erika Labrin qui m'a fait découvrir les traces de fission et m'a permis de me familiariser avec cette méthode.

Mes plus vifs remerciements vont à Peter Reiners et John Garver qui m'ont accueilli et permis d'effectuer mes analyses (U-Th)/He dans le cadre d'un Workshop (HeDWaY 05) à l'Université de Yale.

Je remercie aussi très chaleureusement Véronique Gardien pour toutes les connaissances géologiques et aides qu'elle m'a apportées durant ces années.

Ma grande reconnaissance va à l'Ambassade de France à Tirana, qui m'a accordé une bourse d'étude.

Merci également au programme de l'OTAN « Science pour la Paix » dont l'apport financier a permis de réaliser ce travail (missions de terrain et frais analytiques).

Je tiens aussi tout particulièrement à remercier les Professeurs Selam Meço, Bashkim Cela, Agim Sinojmeri et Tamara Eftimi pour leur soutien constant et leur aide concernant mon travail en Albanie durant ces dernières années et le Pr. Llambi Langora pour son aide sur le terrain (Korabi).

Je suis très reconnaissant au Professeur Alaudin Kodra pour son aide et les discussions scientifiques sur le terrain. Je le remercie vivement d'avoir accepté de juger mon travail de recherche.

Je tiens à remercier également les membres de Jury d'avoir accepté de juger mon travail.

Enfin j'adresse mes remerciements à tous les membres du Laboratoire LGCA pour leur aide, leur sympathie et les moments que j'ai passés parmi eux.

J'adresse une pensée toute particulière à ma famille, mes proches, mes amies et amis pour leur soutien moral tout au long de ces années.

BIBLIOGRAPHIE

- ALIAJ S. 1991. Neotectonic structure of Albania. *Albanian Journal on Natural and Technological Science*, **4**, 79-98.
- ALTAMINI Z., SILLARD P. & BOUCHER C. 2002. ITRF2000 : a new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth science applications. *J. Geoph. Res.*, **107**, 2214, doi :10.1029/2001JB000561.
- ARMSTRONG P.A. 2005. Thermochronometers in sedimentary basins. *Rev. Min. Geoch.*, **58**, 499-525.
- ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G., GALVANI A., MANTOVANI E., PECCI A., RIGUZZI F. & SERPELLONI E. 2001. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys. *Geoph. J. Int.*, **146**, 98-110.
- AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLÉMENT B., DEGARDIN J.F., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIÉBAULT J., TSOFILIAS P. & VERRIEUX J.J. 1970. Contribution à la géologie des Hellenides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique Subpélagonienne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **90**, 277-306.
- BARBARAND J., HURFORD T. & CARTER A. 2003a. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chem. Geol.*, **198**, 77-106.
- BARBARAND J., CARTER A., WOOD I. & HURFORD A.J. 2003b. Compositional and structural control of fission track annealing in apatite. *Chem. Geol.*, **198**, 107-137.
- BEBIEN J., SHALLO M., MANIKA K. & GEGA D. 1998. The Shebenik massiv (Albania) : a link between MOR and SSZ-type ophiolites ? *Ophioliti*, **23**, 7-15.
- BECCALUVA L., COLTORTI M., PREMITI I., SACCANI E., SIENA F. & ZEDA O. 1994. Mid-ocean ridge and supra-subduction affinities in ophiolitic belts from Albania. *Ophioliti*, **19**, 77-96.
- BERNET M. 2002. Exhuming the Alps through time: Clues from detrital zircon fission-track ages. [Ph.D. dissertation], Yale University, New Haven, CT, 270 pp.
- BERTRAN A. 2003. Quantification de la déformation actuelle en Méditerranée et dans les Alpes occidentales par mesures GPS. *Mémoire DEA Université de Chambéry*, 34 pp.
- BRANDON M.T. & VANCE J.A. 1992. Fission track ages of detrital zircons: implications for the tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex. *Am. J. Sci.*, **292**, 565-636.
- BRANDON M.T., RODEN-TICE M.R. & GARVER J.I. 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, 985-1009.
- BRAUN J., VAN DER BEEK P. & BATT G. 2006. Quantitative Thermochronology: Numerical methods for the interpretation of thermochronological data. *Cambridge University Press*, 258 pp.
- BRAUN J. 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **200**, 331-343.
- BRIX M.R., STÖCKHERT B., SEIDEL E., THEYE TH., THOMSON S.N. & KÜSTER M. 2002. Thermobarometric data from a fossil zircon partial annealing zone in high pressure-low temperature rocks of eastern and central Crete, Greece. *Tectonophysics*, **349**, 309-326
- BURTNER R.L., NIGRINI A. & DONELICK R.A. 1994. Thermochronology of Lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **78**, 1613-1636.
- CARLSON W.D., DONELICK R.A. & KETCHAM R.A. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics I: Experimental results. *Am. Mineral.*, **84**, 1213-1223.
- CARTER A. 1999. Present status and future avenues of source region discrimination and characterisation using fission-track analysis. *Sediment. Geol.*, **124**, 31-45
- CASTORINA F., GARBARINO C., MASI U. & BEQIRAJ A. 1995. The granitic rocks from Fierza (North-Eastern Albania) : geochemical evidence of the Jurassic margin of the balcan continent. *Special Pub. Geol. Soc. Greece*, **4/2**, 436-442.
- CAVAZZA W., ROURE F.M., SPAKMAN W., STAMPFLI G.M. & ZIEGLER P.A. (Eds.) 2004. The TRANSMED atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle. *Springer*, 141 pp.
- CERMAK V., KRESL M., KUCEROVA L., SAFANDA J., FRASHERI A., KAPEDANI N., LICO R., & CANO D. 1996. Heat flow in Albania. *Geothermics*, **25**, 91-102.
- COLLAKU A., CADET J.P., MELO V. & BONNEAU M. 1990. Sur l'allochtonie des unités Albanaises : mise en évidence de fenêtres tectoniques à l'arrière de la nappe ophiolitique de la Mirdita (Albanie). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **311**, 1251-1258.
- CORRIGAN, J. 1991. Inversion of apatite fission track data for thermal history information. *J. Geoph. Res.*, **96**, 10347-10360.
- CROWLEY K.D. 1993. Lenmodel: a forward model for calculating length distributions and fission-track ages in apatite. *Comput. Geosc.*, **19**, 619-626.
- CROWLEY K.D., CAMERON M. & SCHAEFER R.L. 1991. Experimental studies of annealing of etched tracks in fluoapatite. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **55**, 1449-1465.
- DE CORTE F., VAN DEN HAUTE P., DE WISPELAERE A. & JONCKHEERE R. 1991. Calibration of the fission track method : Is Cu useful as an absolute thermal neutron monitor. *Chem. Geol. (Isot. Geosc. Sect.)*, **86**, 187-194.
- DEMETTS C., GORDON R.G., ARGUS D.F. & STEIN S. 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- DUMITRU T.A. 1993 A new computer-automated microscope stage system for fission-track analysis. *Nucl. Tracks. Radiat. Meas.*, **21**, 575-580.
- DIMO A. 1997. Le mécanisme de mise en place des ophiolites d'Albanie. *Ph.D. Thesis, Univ. Paris-Sud*, 308 pp.
- DIMO-LAHITTE A., MONIÉ P. & VERGELY P. 2001. Metamorphic soles from the Albanian ophiolites : petrology, geochronology, and geodynamic evolution. *Tectonics*, **20**, 78-96.
- DODSON M.H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **40**, 259-274.
- DONELICK R.A. 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite; an empirical model and experimental observations. *Am. Mineral.*, **76**, 83-91.

- DONELICK R.A. 1993. A method of fission track analysis utilising bulk chemical etching of apatite. *Patent 5267274*.
- DONELICK R.A. 1995. A method of fission track analysis utilising chemical etching of apatite. *Patent 658800*.
- DONELICK R. A., O'SULLIVAN P. B., KETCHAM R. A. 2005. Apatite fission-track analysis. *Reviews Mineral. Geoch.*, **58**, 49-94.
- DONELICK R.A., KETCHAM R.A. & CARLSON, W.D. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics II: Crystallographic orientation effects. *Am. Mineral.*, **84**, 1224-1234.
- DUMURDZANOV N. SERAFIMOVSKI T. & BURCHFIEL C.B. 2005. Cenozoic tectonics of macedonia and its relation to the South balkan extensional regime. *Geosphere*, **1**, 1-22.
- DUNKL I. 2002. TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Comput. Geosc.*, **28**, 3-12.
- EHLERS T.A., FARLEY K.A. 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonics and surface processes. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **206**, 1-14.
- FARLEY K.A. 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *J. Geoph. Res.*, **105**, 2903-2914
- FARLEY K. A. 2002. (U-Th)/He Dating: Techniques, Calibrations, and Applications, pp. 845. In D. P. Porcelli, C. J. Ballentine, and R. Wieler (Eds). Noble Gases. *Rev. Mineral Geochem.*, **47**, 819-844.
- FARLEY K.A & STOCKLI D.F. 2002 (U-Th)/He dating of phosphates: apatite, monazite, and xenotime. *Rev. Mineral Geochem.*, **48**, 559-577.
- FARLEY K. A., WOLF R. A. & SILVER L. T. 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **60**, 4223-4229.
- FERRIERE J., REYNAUD J.Y., PAVLOPOULOS A., BONNEAU M., MIGOIS G., CHANIER F., PROUST J.N. & GARDIN S. 2004. Geologic evolution and geodynamic controls of the Tertiary intramontane piggy-back Meso-Hellenic basin, Greece. *Bull. Soc. Géol. France*, **175**, 361-380.
- FITZGERALD P.G., SHORKHABI R.B., REDFIELD T.F. & STUMP E. 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range : a case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters. *J. Geoph. Res.*, **100**, 20175-20191.
- FITZGERALD P.G. & GLEADOW A.J.W. 1990. New approaches in fission track geochronology as a tectonic tool: Examples from the transantarctic mountains. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks Rad. Meas.*, **17**, 351-357.
- FLEISCHER R.L. & PRICE P.B. 1963a. Charged particle tracks in glass. *J. Appl. Phys.*, **34**, 2903-2904.
- FLEISCHER R.L. & PRICE P.B. 1963b. Tracks of charged particles in high polymers. *Science*, **140**, 1221-1222.
- FLEISCHER R.L., PRICE P.B. & WALKER R.M. 1965. Effects of temperature, pressure and ionisation on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses. *J. Geoph. Res.*, **70**, 1497-1502.
- FLEISCHER R.L., PRICE, P.B. & WALKER, R.M., 1975. Nuclear Tracks In Solids. Principles and Applications. *Univ. California Press, Berkeley*, 604 pp.
- FRASHERI A., NISHANI P., BUSHATI S. & HYSENI A. 1996. Relationship between tectonic zone of the Albanides, based on results of geophysical studies. In: ZIEGLER P. & HORVATH F. (Eds), Peri-Tethys Memoir 2. Sstructure and Prospects of Alpine basins and Forelands. *Mem. Museum Hist. Nat. Paris*, **170**, 485-511.
- GALBRAITH R.F. 1981. On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.*, **13**, 471-488.
- GALBRAITH R.F. 1988. Graphical display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometrics*, **30**, 488- 491
- GALBRAITH R.F. 1989. The radial plot : graphical assessment of spreads ages. *Int. J. Radial. Appl. Instrum.*, **17**, 207-214.
- GALBRAITH R.F. & LASLETT G.M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks*, **21**, 459- 470.
- GALLAGHER K., BROWN R. & JOHNSON C. 1998. Fision track analysis and its implications to geological problems. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, **26**, 519-572.
- GALLAGHER K., HAWKESWORTH C. & MANTOVANI M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from fission track data. *J. Geol. Soc. London*, **154**, 451-457.
- GALLAGHER K. 1995. Involving temperature histories from apatite FT data. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **136**, 421-435.
- GARVER J.I., SOLOVIEV A.V. & REINERS P.W. 2004. Field observations of stability of fission tracks in radiation-damaged zircon. *Abstr. 10th International Conference of Fission Track Dating of Thermochronology, Amsterdam*, 56.
- GILLES M.R. & INDRELIID S.L. 1998. Diving burial and thermal histories from indicator data: applications and limitations: An exemple Irish Sea and Chesire Bsib. In: Advances in Fission-Track Gzocronology, Van den Haute P. & De Corte F. (Eds). *Kluwer Acad. Pub., Dordrecht*, 115-150.
- GLEADOW A.J.W. & FITZGERALD P.G. 1987. Tectonic history and structure of the Transantarctic Mountains: New evidence from fission track dating in the Dry Valleys area of southern Victoria Land. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **82**, 1-14.
- GJATA K., KORNPLOBST J., KODRA A., BRIOT D. & PINEAU F. 1992. Subduction chaude à l'aplomb d'une dorsale ? Exemple des enclaves de pyroxénite à grenat de la brèche serpentineuse de Dervëni (Albanie). *Bull. Soc. Géol. France*, **163**, 469-476.
- GLEADOW A.J.W., DUDDY I.R., GREEN P.F. & LOVERING J.F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **94**, 405-415.
- GLEADOW A.J.W. 1981. - Fission track dating methods: what are the real alternatives? *Nuclear Tracks*, **5**, 3-14.
- GLEADOW A.J.W. & LOVERING J.F. 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection*, **1-2**, 99-106.
- GLEADOW A.J.W., HURFORD A. & QUAIPE D.R. 1976. Fission track dating of zircon - improved etching techniques. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **33**, 273-276.

- GREEN P. F. 1981. - A new look at statistics in fission tracks dating. *Nucl. Tracks*, **5**, 76-86.
- GREEN P.F., DUDDY I.R., GLEADOW A.J.W., TINGATE G.P.R. & LASLETT M. 1985. Fission-track annealing in apatite: Track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks Rad. Meas.*, (1982), **10**, 323-328.
- GREEN P.F., DUDDY I.R., GLEADOW A.J.W., TINGATE P.R. & LASLETT G.M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in Apatite 1. A qualitative description. *Chem. Geol.*, **59**, 237-253.
- GREEN P.F., DUDDY I.R., GLEADOW A.J.W. & LOVERING J.F. 1987. Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. N.D. Neaser (Ed). *Springer Verlag*, 1-2.
- GREEN P.F., DUDDY I.R., GLEADOW A.J.W., LOVERING J.F. 1989a. Apatite fission track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In: Thermal History of Sedimentary Basins – Methods and Case Histories. Naeser N.D. & McCulloch T. (Eds) *Springer-Verlag, New York*, 181-195
- GREEN P.F., DUDDY I.R., LASLETT G.M., HEGARTY K.A., GLEADOW A.J.W. & LOVERING J.F. 1989b. Thermal annealing of fission tracks in Apatite 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol.*, **79**, 155-182.
- HADLER J.C., PAULO S.R., IUNES P.J., TELLO C.A.S., BALESTRIERI M.L., BIGAZZI G., CURVO E.A.C. & HACKSPACHER P.A. 2001. PC compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation Measurements*, **34**, 149-154.
- HASEBE N., TAGAMI T. & NISHIMURA S. 1994. Towards zircon fission-track thermochronology. Reference framework for confined track length measurements. *Chem. Geol.*, **112**, 169-178.
- HENDRICKS B.V.H. & REDFIELD T.F. 2004. AFT and (U-Th)/He data from cratonic interiors: evidence of denudation or low-temperature annealing. *Abstr. 10th International Conference of Fission Track Dating and Thermochronology, Amsterdam*, 51.
- HOLLENSTEIN C., KHALE H.G., GEIGER A., JENNY S., GOES S. & GIARDINI D. 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate motion boundary zone in southern Italy. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1935, doi : 10.1029/2003GL017554.
- HOUSE M.A., WERNICKE B.P. & FARLEY K.A. 1998. Dating topography of the Sierra Nevada, California using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, **396**, 66-69.
- HURFORD A.J. 1990. International union of geological sciences subcommission on geochronology recommendation for the standardization of fission track dating and calibration and data reporting. *Nuclear Tracks Rad. Meas.*, **17**, 233-236.
- HURFORD A. & GREEN P.F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Isotope Geoscience*, **1**, 285-317.
- HURFORD A. & HAMMERSCHMIDT K. 1985. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K/Ar dating of the Bishop and Fish Canyon Tuffs: Calibration ages for fission track dating standards. *Chem. Geol.*, **58**, 23-32
- HOURIGAN J.K., REINERS P.W. & BRANDON M.T. 2005. U-Th zonation dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. Part I: Theory. *Geochim Cosmoch. Acta*, **69**, 3349-3365.
- ISPGJ-IGJN 1983. Geological map of Albania. Scale 1/200.000.Tirana.
- SPGJ-IGJN 1985. Tectonic map of Albania. Scale 1/200.000.Tirana.
- ISPGJ-IGJN 2003. Geological map of Albania. Scale 1/200.000. 2th Edition Tirana.
- KETCHAM R.A. 2005. Forward and inverse modelling of Low-Temperature thermochronometry data. *Rev. Mineral. Geoch.*, **59**, 275-314.
- KETCHAM R.A., DONELICK R.A. & CARLSON W.D. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics 3: Extrapolation to geological time scales. *Amer. Mineralogist*, **84**, 1235-1255.
- KETCHAM R.A., DONELICK R.A. & DONELICK M.B. 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, **2**, 1.
- KHALE H.G., COCARD M., PETER Y., GEIGER A., REITLINGER R., BARKA A. & VEIS G. 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian plates. *J. Geoph. Res.*, **105**, 23353-23370.
- KILLAS A., TRANOS M., MOUNTRAKIS D., SHALLO M., MARTO A. & TURKU I. 2001. Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. *J. Geodynamics*, **31**, 169-187.
- KODRA A., GIATA K. & BAKALLI F. 1993. Les principales étapes de l'évolution paléogéographique et géodynamique des Albanides internes au cours du Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, **164**, 61-67.
- KUNK M.J., SUTTER F.F. & NAESEER C.W. 1985. High precision es of sanidine, biotite, hornblende and plagioclase from Fish Canyon Tuff. San Juan volcanic field, South Central Colorado. *Geol. Soc. America Abst. Program*, **17**, 6-36.
- LAL D., RAJAN R.S. & TAMHANE A.S. 1969 Chemical composition of nuclei of Z>22 in cosmic rays using meteoric minerals as detectors. *Nature*, **221**, 33-37.
- LASLETT G.M., GREEN, P.F., DUDDY I.R. & GLEADOW A.J.W. 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol., Isotope Geoscience Section*, **65**, 1-13.
- LIPPOLT H.J., LEITZ M., WEMICKE R.S. & HAGEDOM B. 1994. (U+Th)/He dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments. *Chem. Geol.*, **112**, 179-191.
- LLANGORA L. & BUSHATI S. 1990. Geotectonical position of the ophiolites in inner Albanides according to gravity field data. *Ofioliti*, **5**, 52-64.
- LOUVARI E., KIRATZI A., PAPAZACHOS B. & HATZIDIMITRIOU P. 2001. Fault-plane solutions determined by waveform modeling confirm tectonic collision in the Eastern Adriatic. *P. A. Geoph.*, **158**, 1613-1637.
- LUTZ T.M. AND OMAR G. 1991. An inverse method of modeling thermal histories from apatite fission-track data. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **104**, 181-195.

- MAHEO G. 2002. Formation et exhumation de roches de hautetempérature en contexte de collision continentale. Exemple des dômes migmatitiques Néogène du sud Karakorum (NE Pakistan). *Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon 1*, 253 p.
- MÄNCKTELOW N.S. & GRASEMANN B. 1997. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics*, **270**, 167-195.
- MARCUCCI M., KODRA A., PIRDENT A. & GIATA TH. 1994. Radiolarian assemblage in the Triassic and Jurassic cherts of Albania. *Ofoliti*, **19**, 110-115.
- MARIUCCI M.T. & MILLER B. 2003. The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data. *Tectonophysics*, **361**, 21-35.
- MASUMOTO S. 1992. Etching characteristics of zircon in fission track dating. *J. Geosc., Osaka City Univ.*, **35**, 13-31.
- MCCCLUSKY S., BALASSANIAN S., BARKA A., DEMIR C., JÛRGINTAV S., GEORGIEV I., GURKAN O., HAMBURGER M., HURST K., KAHLÉ H., KASTENS K., KEKELIDZE G., KING R., KOTZEV V., LENK O., MAHMOUD S., MISHIN A., NADARIYA M., OUZOUNIS A., PARADISSIS D., PETER Y., PRILEPIN M., REILINGER R., SANLI I., SEEGER H., TEALIB A., TOKSÖZ M.N. & VEIS G. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geoph. Res.*, **105**, 5695-5719.
- MCDUGALL I. & WATKINS R.T. 1985. Age of hominoid-bearing sequence at Buluk, northern Kenya. *Nature*, **318**, 175-178.
- MEÇO S. 1988. Konodontet dhe stratigrafia e depozitëve paleozoike triasike ne zonene Korabit. *Disertacion*, 359p. Tirana.
- MEÇO S. 1991. Mbi karakterin mbulesor të strukturës së malit të Korabit. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, **1**, 229-234, Tirana.
- MEÇO S. & ALIAJ S. 2000. Geology of Albania. *Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde*, Bd. **28**, Borntraeger, 246 p.
- MELO V. 1970. Mbi përhapjen e silurian-devonianit në zonën e Korabit. *Buletini USHT i Shkencave Naturore*, **2**, 61-70.
- MOST T., FRISCH W., DUNKL I., KADOSA B., BOEV B., AVGERINAS A. & KILIAS A. 2001. Geochronological and structural investigations of the northern pelagonian crystalline zone. Constraints from K/Ar and zircon and apatite fission track dating. *Bull. Geol. Soc. Greece*, **34**, 91-95.
- MUCEKU B., MASCLE G. & TASHKO A. 2006. First results of fission-track thermochronology in the Albanides. In Robertson A. H. F. & Mountrakis D. (Eds) Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **260**, 539-556.
- MUCEKU B., TASHKO A. & MASCLE G. 2003. Të dhëna paraprake mbi termokronologjinë e disa shkëmbinjëve magmatik të zonave Korabi, Gashi e Mirdita. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, **2**, 17-24. Tirana.
- MUÇO B. 1994. Focal mechanism solutions for Albanian earthquakes for the years 1964-1988. *Tectonophysics*, **231**, 311-323.
- MCINNES B.I., EVANS A., FU Q.F. & GARWIN S. 2005. Application of Thermochronology to Hydrothermal Ore Deposits. *Rev. Mineral. Geoch.*, **58**, 467-498.
- NAESER C.W. 1979. Thermal history of sedimentary basins in fission-track dating of subsurface rocks. *SEPM Sp. Pub.*, **26**, 109-112
- NAESER C.W. 1993. Apatite fission-track analysis in sedimentary basins-a critical appraisal. In Basin Modeling: Advances and applications. Dore A.G., Auguston J.H., Hermannrud C., Stewart D.J. & Sylta O. (Eds) *Norwegian Petroleum Society*, 147-160
- NAESER C.W. & FLEISCHER R.L. 1975. Age of the apatite at Cerro de Mercado, Mexico: A problem for fission track annealing corrections. *Geoph. Res. Lett.*, **1**, 67-70.
- NAESER N.D. & MCCULLOCH T.H. (Eds) 1989. Thermal History of Sedimentary Basins. *EOS, Trans Am. Geophys. Union*, **57**, 353.
- O'SULLIVAN P.B. & PARRISH R.R. 1995. The importance of apatite composition and single grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the coast Ranges, British Columbia. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **132**, 213-224.
- PAPAZACHOS C., SCORDILIS E. & PEÇT V. 2002. P- & S-deep velocity structure of the southern Adriatic-Eurasia collision obtained by robust non-linear inversion of travel times. *50th ESC Assembly, Genoa, Ext. Abst.*, 8p.
- PEZA L. 1985. Depozitimet e Neokomianit ne nenzonen e Malsise se Madhe. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, **1**, 41-53, Tirana.
- PRICE P.B. AND WALKER R.M. 1963. Fossil tracks in charged-particle in mica and the age of minerals. *J. Geoph. Res.*, **68**, 4847-4862.
- REINERS P.W. 2005. Zircon (U-Th)/He Thermochronometry In Reiners. P. and Ehlers. T. (Eds.) Low-temperature Thermochronology. *Reviews Mineral. Geochem.*, **158**, 151-179.
- REINERS P.W., SPELL T.L., NICOLESCU S. & ZANETTI K.A. 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **68**, 1857-1887.
- REINERS P.W., ZHOU Z., EHLERS T.A., XU C., BRANDON M.T., DONELICK R.A. & NICOLESCU S. 2003. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission track dating. *Am. J. Sci.*, **303**, 489-518.
- ROBERTSON A. & SHALLO M. 2000. Mesozoic-Tertiary evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*, **316**, 197-254.
- ROURIE F., NAZAI S., MUSIKA K., FILI I., CADET J.-P. & BONNEAU M. 2004. Kinematic evolution and petroleum systems-An appraisal of the Outer Albanides. In K.R. McClay (Ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **82**, 474-493.
- SELLA G.F., DIXON T.H. & MAO A. 2002. REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geoph. Res.*, **107**, 2081, doi :10.1029/2000JB000033.
- SHALLO M. 1990. Ophiolitic melange and flyschoidal sediments of the Tithonian-Lower Cretaceous in Albania. *Terra Nova*, **2**, 470-488.
- SHALLO M. 1992. Geological evolution of the Albanian ophiolites and their platform periphery. *Geol. Rdsch.*, **81**, 681-694.
- SHALLO M., CINA A. & TURKU I. 1995. Outline of the metallogeny of the Albanian MORB and SSZ-type ophiolites. In OHNENSTÄTTER M. (Ed), Substances, Minerals and Energetics, *Doc. BRGM*, **244**, 27-46.

- SHALLO M., KOTE D.H. & VRANAJ A. 1987. Geochemistry of the volcanics from ophiolitic belts of Albanides. *Ophioliti*, **12**, 125-136.
- SIDDALL R. & HURFORD A.J. 1998. Semi-quantitative determination of apatite anion composition for fission-track analysis using infra-red microspectroscopy. *Chem. Geol.*, **150**, 181-190.
- SPOTILA J.A., FARLEY K. A. & SIEH K. 1998. Uplift and erosion of the San Bernardino Mountains associated with transpression along the San Andreas fault, California, as constrained by radiogenic helium thermochronology. *Tectonics*, **17**, 360-378.
- STEVEN T.A., MEHNERT H.H. & OBRADOVICH J.D. 1967. Age of volcanic activity in the San Juan Mountains, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Prof. paper*, **575-D**, 47-55.
- STOCKLI D.F. 2005. Application of low-temperature thermochronometry to extensional tectonic settings. In Reiners, P., and Ehlers, T. (Eds.) *Low-temperature Thermochronology. Rev. Mineral. Geoch.*, **58**, 411-448.
- TAGAMI T. 2005. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies. In Reiners, P., and Ehlers, T. (Eds.) *Low-temperature Thermochronology. Rev. Mineral. Geoch.*, **58**, 95-122.
- TAGAMI T. & NISHIMURA S. 1990. Variation of fission-track age calibration factor zeta between laboratories: Possible causes and their quantitative assessment. *Int. J. Radiation Appl. Instr., Part D. Nuclear Tracks Rad. Meas.*, **17**, 3, 439.
- TAGARI D., VERGELY P. & ALLAI S. 1993. Tectonique polyphasée plio-quadernaire en Albanie orientale (région de Korça-Progradeci). *Bull. Soc. Géol. France*, **164**, 727-737.
- TASHKO A. 1996. Diversité géochimiques, pétrologiques et structurales des ophiolites des Albanides. *Bull. Soc. Géol. France*, **167**, 335-343.
- TASHKO A., ROUER O. & TERSHANA A. 1996. Biotite-granitic dikes with accessory Monazite cutting the mantle ultramafic rocks of Bulqiza ultramafic massif (Albania): witness of a « hot » obduction. *Buletini i Shkencave Gjeologjike*, **1-2**, 115-125, Tirana.
- TURCOTTE D.L. & SCHUBERT G. 1982. Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems. *John Wiley. New York*.
- VAN DEN BOGAARD P. & SCHIRNICK C. 1995. (Super-40) Ar / (super-39) Ar laser probe ages of Bishop Tuff quartz phenocrysts substantiate long-lived silicic magma chamber at Long Valley, United States. *Geology*, **23**, 8, 759-762.
- VAN DEN HAUTE P., JONCKHEERE R. & DE CÔRTE F. 1988. - Thermal neutron fluence determination for fission-track dating with metal activation monitors; a re-investigation. *Chem. Geol., Isotope Geoscience Section*, **73**, 3, 233-244.
- WAGNER G.A. & STORZER D. 1972. - Fission track length reductions in minerals and the thermal history of rocks. *Trans. American Nuclear Soc.*, **15**, 127-128.
- WAGNER G. & VAN DEN HAUTE J. 1992. Fission track dating. *Kluwer ed., Dordrecht*, 285 pp.
- WILLET S.D. 1997. Inverse modelling of annealing of fission tracks in apatite 1: A controlled random search method. *Am. J. Sci.*, **297**, 939-969.
- WALTER R.C. 1989. Application and limitation of fission-track geochronology to Quaternary tephra. *Quaternary International*, **1**, 35-46.
- WENDT A.S., VIDAL O. & CHADDERTON L.T. 2002. Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **201**, 593-607.
- WOLF R.A., FARLEY K.A. & KASS D.M. 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chem Geol.*, **148**, 105-114.
- WOLF R.A., FARLEY K.A. & SILVER L.T. 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **60**, 4231-4240.
- WOLF R.A., FARLEY K.A. & SILVER L.T. 1997. Assessment of (U-Th)/He thermochronometry: the low temperature history of the San Jacinto Mountains, California. *Geology*, **25**, 65-68.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc. Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, **95**, 325-347.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. 2000. Subduction and Slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, **290**, 1910-1917.
- YAMADA K., TAGAMI T. & SHIMOHAYASHI N. 2003. Experimental study on hydrothermal annealing of fission tracks in zircon. *Chem. Geol.*, **201**, 351-357.
- ZARKI-JAKNI B., VAN DER BEEK P., POUPEAU G., SOSSON M., LABRIN E., ROSSI PH. & FERRANDINI J. 2004. Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: results from apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, **23**, TC1003, doi :10.29/2003TC001535
- ZETTLER P.K., HERCZEG A.L., MCDUGALL I. & HONDA M. 1987. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochim. Cosmoch. Acta*, **51**, 2865-2868.
- ZHAI P. & ZAO Y. 1992. - Angular distribution of spontaneous fission tracks in zircons under various etching conditions. *Chinese Sci. Bull.*, **37**, 1688-1691.

LISTE DES FIGURES, TABLES ET ANNEXES

Fig. 1-1 Situation de l'Albanie dans le domaine Méditerranéen.	5
Fig. 1-2: Image satellite de l'Albanie.	6
Fig. 1-3: Carte géologique de l'Albanie.	7
Fig. 1-4 Structure en coupe et données sismologiques en Albanie.	8
Fig. 1-5 Régime des contraintes dans le domaine italo-dinarique.	9
Fig. 1-6 GPS en Europe et sur le pourtour méditerranéen occidental.	10
Fig. 1-7 Profils stratigraphiques.	12
Fig. 1-8 Coupes des Albanides externes.	13
Fig. 1-9 Colonnes lithostratigraphiques synthétiques des Albanides Internes.	14
Fig. 1-10 Carte géologique et coupes : secteurs de Rubik (A), Gjegjan (B), Mirakë (C).	15
Fig. 1-11 Episodes et régimes de déformation Néogène-Quaternaire dans les bassins internes.	18
Fig. 2-1 Illustration schématique du processus de formation d'une trace de fission.	20
Fig. 2-2 Relation entre forme des TF et vitesse d'attaque.	21
Fig. 2-3 Relation entre forme des TF et anisotropie.	21
Fig. 2-4 Traces de fission dans l'apatite (a) et le zircon (b) après l'attaque chimique.	22
Fig. 2-5 Distribution du nombre de traces selon l'angle d'inclinaison de la trace par rapport à la surface du cristal.	22
Fig. 2-6 Schéma explicatif de la méthode expérimentale utilisée	25
Fig. 2-7 Représentation schématique du mécanisme de la réduction partielle des longueurs des traces.	26
Fig. 2-8 Variation des longueurs des traces induites sur apatite de Durango selon différents taux de recuit partiel.	27
Fig. 2-9 Schéma comparant les zones de rétention partielle (ZRP) des zircons et des apatites.	27
Fig. 2-10 a) Schéma de coupe b) Photo de traces confinées sur une surface de cristal d'apatite.	28
Fig. 2-11 Différentes histoires thermiques en fonction de la distribution des longueurs de traces confinées.	29
Fig. 2-12 Type de représentation d'un âge traces de fission sous forme de diagramme radial pour apatites et zircons.	32
Fig. 3-1 Présentation de l'échantillonnage de la partie nord de la zone de Mirdita et de la zone de Gashi.	36
Fig. 3-2 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-1.	37
Fig. 3-3 Présentation de l'échantillonnage de la partie est de la zone de Mirdita et de la zone de Korabi.	38
Fig. 3-4 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-3.	39
Fig. 3-5 Présentation de l'échantillonnage de la partie ouest de la zone de Mirdita et des zones externes.	40
Fig. 3-6 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-5.	41
Fig. 3-7 Présentation de l'échantillonnage de la partie centrale de la zone de Mirdita et de la zone Korabi.	42
Fig. 3-8 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-7.	43
Fig. 3-9 Présentation de l'échantillonnage des zones Externes.	44
Fig. 3-10 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-9.	45
Fig. 3-11 Présentation de l'échantillonnage des parties sud-est de la zone de Mirdita et Korabi.	46
Fig. 3-12 Topographie et hydrographie de la zone présentée sur la figure 3-11.	47
Fig. 3-13 Légende de la Carte géologique d'Albanie, 1/200 000.	48
Fig. 5-1 Résultats TF sur apatite et zircon.	54
Fig. 5-2 Trois scénarios où le taux d'exhumation est estimé par la pente de la relation âge-altitude (AER).	57
Fig. 5-3 Effet du changement de la topographie sur la relation âge-altitude	58
Fig. 5-4 Relation âge-altitude dans la région Nimçe-Radmirë (zone de Korabi).	59
Fig. 5-5 Variation du gradient géothermique en Albanie.	59
Fig. 5-6 Histoire temps-température modélisée pour le standard FCT.	60
Fig. 5-7 Histoires température-temps des échantillons de Korabi.	61
Fig. 5-8 Histoire temps-température d'un échantillon d'amphibolite de Gjoni (AM13-02).	62
Fig. 5-9 Histoire du refroidissement de la pyroxénite à grenat (AM1-00).	63
Fig. 5-10 Histoire temps-température d'un échantillon du bassin de Librazhdi.	64
Fig. 5-11 : Ages AFT replacés sur la coupe générale des Albanides.	66
Fig. 6-1 : Les trois principales chaînes de désintégrations productrices de ^4He ou particules α .	67
Fig. 6-2 : Effet de la localisation des éléments pères de ^4He sur sa rétention, en fonction de la distance d'éjection de ^4He .	68
Fig. 6-3 Relation entre le facteur de correction de l'éjection des particules (F_{He}) et la taille des grains pour ^{238}U .	69
Fig. 6-4 Diagrammes de la variation de rétention d' ^4He (F_{He}).	70
Fig. 6-5 Relation entre température de fermeture, taux de refroidissement et taille des apatites.	71
Fig. 6-6 Températures des fermetures des systèmes He en apatite et zircon (AHe & ZHe).	71
Fig. 6-7 ZRP de l'Helium, calculée après pour une période isotherme de 50 Ma.	72
Fig. 6-8 Représentation des données traces de fission sur apatite (AFT) et U-Th/He de la chaîne Wassuk, Nevada.	72
Fig. 6-9 Schéma simplifié de la ligne d'extraction de l'He utilisée au dép. de Géophysique & Géologie, Univ. de Yale.	74
Fig. 6-10 Résultats thermochronologiques replacés sur une carte des Albanides.	77
Fig. 6-11 Histoires temps - température de l'échantillon AM20-00 calculées en utilisant le modèle HeFTy.	78
Fig. 6-12 Relation âge- altitude dans la région Nimçe-Radmirë (zone de Korabi).	79
Fig. 6-13 Ages TF et U-Th/He des séries sédimentaires du graben de Korça.	79

Fig. 7-1 Evolution thermique des Albanides internes. 80	80
Fig. 7-2 Evolution thermochronologique des différentes zones d'Albanie: essai de modèle explicatif. 81	81
Fig. 7-3 Franchissement des isothermes 180/200, 120 et 60 °C dans les différentes zones. 82	82
Table. 2-1 Etalons d'âges internationalement reconnus pour les datations par traces de fission. 24	24
Table 2-2 Valeurs du paramètre utilisées pour cette étude. 24	24
Table 3-1 Liste et coordonnées des échantillons étudiés. 33-34-35	33
Table 4-1 Résultats des datations traces de fission obtenues sur apatite dans les Albanides. 52	52
Table 4-2 Résultats des datations traces de fission sur apatite obtenues sur les roches détritiques. 53	53
Table 4-3 Résultats de datations traces de fission sur zircon obtenues dans les Albanides. 53	53
Table 6-1 Facteur de rétention de He (F_{He}) dans les cristaux d'apatite et de zircon par désintégration de ^{238}U et ^{232}Th . 68	68
Table 6-2 Résultats (U-Th)/He sur apatite et zircon obtenus dans les Albanides. 76	76
Annexe 1 Données FT sur apatite.	91
Annexe 2 Données FT sur zircon.	109
Annexe 3 Article en projet.	111

ANNEXE 1 Résultats analytiques des datations réalisées sur apatites dans les Albanides.

Mesures : n : nombre de grains d'apatite comptés. N : nombre de carreaux comptés dans le réseau. Ns et Ni : respectivement le nombre de traces fossiles et induites comptées pour un même grain. ρ_s et ρ_i : densité des traces fossiles et induites (traces/cm²).

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM1-00.FTZ

Title: Korab AM 001

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 3.52E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.81

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	2.52E+05 (26)	1.50E+06 (154)	100	52	8	10.1	6.4	15.3
2	1.21E+05 (20)	6.80E+05 (112)	160	24	4	10.7	6.2	17.2
3	1.65E+05 (17)	7.96E+05 (82)	100	28	6	12.4	6.8	20.9
4	1.29E+05 (8)	9.71E+05 (60)	60	34	9	8.1	3.3	16.6
5	1.36E+05 (14)	6.89E+05 (71)	100	24	6	11.8	6.1	21.0
6	2.43E+05 (25)	8.93E+05 (92)	100	31	7	16.2	9.9	25.3
7	2.22E+05 (16)	1.40E+06 (101)	70	49	10	9.5	5.2	16.0
8	1.94E+05 (16)	1.04E+06 (86)	80	36	8	11.1	6.1	19.0
9	1.46E+05 (15)	7.57E+05 (78)	100	26	6	11.5	6.1	20.0
10	2.14E+05 (22)	1.21E+06 (125)	100	42	8	10.5	6.3	16.5
11	1.41E+05 (29)	7.72E+05 (159)	200	27	4	10.9	7.0	16.2
12	1.75E+05 (18)	7.38E+05 (76)	100	26	6	14.2	7.9	23.7
13	1.78E+05 (11)	1.04E+06 (64)	60	36	9	10.3	4.9	19.5
14	9.71E+04 (9)	6.04E+05 (56)	90	21	6	9.7	4.2	19.4
15	3.14E+05 (55)	1.58E+06 (277)	170	55	7	11.8	8.8	15.8
16	2.14E+05 (22)	8.25E+05 (85)	100	29	6	15.5	9.2	24.8
17	1.75E+05 (18)	8.45E+05 (87)	100	30	6	12.4	7.0	20.6
18	1.46E+05 (15)	7.67E+05 (79)	100	27	6	11.4	6.0	19.7
19	1.26E+05 (13)	7.57E+05 (78)	100	26	6	10.0	5.1	17.9
20	1.21E+05 (25)	8.11E+05 (167)	200	28	4	8.9	5.6	13.6
21	2.43E+05 (25)	1.50E+06 (155)	100	53	8	9.6	6.0	14.7
22	1.17E+05 (12)	6.99E+05 (72)	100	24	6	10.0	4.9	18.4
23	1.29E+05 (24)	7.98E+05 (148)	180	28	5	9.7	6.0	14.9
24	1.36E+05 (14)	8.54E+05 (88)	100	30	6	9.5	5.0	16.7
25	1.55E+05 (16)	6.50E+05 (67)	100	23	6	14.3	7.7	24.7
26	1.17E+05 (12)	7.86E+05 (81)	100	27	6	8.9	4.4	16.2
27	9.34E+04 (77)	3.99E+06 (329)	80	140	16	13.9	10.8	17.8

POOLED

1.89E+05(574) 9.97E+05(3029) 2950 35 1 11.3 10.2 12.4

CHI² PROBABILITY (%): 96.4

POOLED AGE W/ 68%CONF. INTERVAL(Ma):

11.3, 10.7 -- 11.8 (-0.5 +0.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.2 -- 12.4 (-1.0 +1.1)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.3, 10.7 -- 11.8 (-0.5 +0.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.2 -- 12.4 (-1.0 +1.1)

AGE DISPERSION (%): 0.5

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM8-00.FTZ

Title: Korab AM 008

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 3.52E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.81

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.55E+05 (16)	7.67E+05 (79)	100	27	6	12.1	6.6	20.8
2	1.94E+05 (18)	1.06E+06 (98)	90	37	7	11.0	6.2	18.2
3	1.11E+06 (114)	4.40E+06 (453)	100	154	15	14.9	12.1	18.4
4	2.31E+05 (19)	1.06E+06 (87)	80	37	8	13.1	7.5	21.5
5	2.23E+05 (23)	1.33E+06 (137)	100	46	8	10.0	6.1	15.6
6	1.65E+05 (17)	7.57E+05 (78)	100	26	6	13.0	7.2	22.1
7	3.47E+05 (25)	1.60E+06 (115)	70	56	10	13.0	8.0	20.0
8	3.16E+05 (26)	1.78E+06 (147)	80	62	10	10.6	6.6	16.0
9	2.67E+05 (22)	1.20E+06 (99)	80	42	8	13.3	7.9	21.1
10	2.22E+05 (16)	1.08E+06 (78)	70	38	9	12.3	6.6	21.0
11	3.47E+05 (25)	2.22E+06 (160)	70	78	12	9.3	5.8	14.2
12	1.58E+05 (13)	7.65E+05 (63)	80	27	7	12.4	6.2	22.5
13	1.94E+05 (16)	8.50E+05 (70)	80	30	7	13.7	7.4	23.6
14	2.18E+05 (18)	1.27E+06 (105)	80	45	9	10.3	5.8	16.9
15	2.62E+05 (27)	1.58E+06 (163)	100	55	9	9.9	6.3	14.9
16	2.52E+05 (26)	1.55E+06 (160)	100	54	9	9.7	6.1	14.7
17	1.07E+05 (11)	5.44E+05 (56)	100	19	5	11.8	5.5	22.5
18	2.43E+05 (25)	1.00E+06 (103)	100	35	7	14.5	8.9	22.5
19	1.62E+05 (15)	7.98E+05 (74)	90	28	6	12.1	6.4	21.2
20	1.51E+05 (14)	9.17E+05 (85)	90	32	7	9.9	5.1	17.3

POOLED

2.68E+05(486) 1.33E+06(2410) 1760 46 2 12.0 10.8 13.3

CHI² PROBABILITY (%): 91.3

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

12.0, 11.4 -- 12.6 (-0.6 +0.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.8 -- 13.3 (-1.2 +1.3)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.9, 11.3 -- 12.6 (-0.6 +0.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.7 -- 13.3 (-1.2 +1.4)

AGE DISPERSION (%): 5.7

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM20-00.FTZ

Title: Korab AM 0020

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 3.52E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.81

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 2.91E+04 (3) 1.46E+05 (15) 100 5 3 12.4 2.2 41.9
 2 3.24E+04 (3) 1.94E+05 (18) 90 7 3 10.3 1.9 33.9
 3 6.80E+04 (7) 3.11E+05 (32) 100 11 4 13.2 4.8 29.9
 4 6.07E+04 (5) 2.91E+05 (24) 80 10 4 12.7 3.7 33.0
 5 4.85E+04 (4) 2.79E+05 (23) 80 10 4 10.7 2.6 30.2
 6 3.88E+04 (4) 1.65E+05 (17) 100 6 3 14.4 3.4 42.8
 7 2.91E+04 (3) 1.26E+05 (13) 100 4 2 14.3 2.5 49.8
 8 2.91E+04 (3) 1.55E+05 (16) 100 5 3 11.6 2.1 38.8
 9 1.94E+04 (2) 1.36E+05 (14) 100 5 2 9.0 0.9 36.9
 10 2.91E+04 (3) 1.26E+05 (13) 100 4 2 14.3 2.5 49.8
 11 2.91E+04 (3) 2.23E+05 (23) 100 8 3 8.1 1.5 25.6
 12 3.64E+04 (3) 1.46E+05 (12) 80 5 3 15.4 2.7 54.9
 13 4.85E+04 (4) 2.91E+05 (24) 80 10 4 10.2 2.5 28.8
 14 6.80E+04 (7) 4.66E+05 (48) 100 16 5 8.8 3.3 19.3
 15 3.88E+04 (4) 1.46E+05 (15) 100 5 3 16.3 3.8 49.6
 16 2.91E+04 (3) 1.55E+05 (16) 100 5 3 11.6 2.1 38.8
 17 2.91E+04 (6) 1.36E+05 (28) 200 5 2 13.0 4.3 31.3
 18 1.94E+04 (2) 1.65E+05 (17) 100 6 3 7.5 0.8 29.4
 19 6.07E+04 (5) 2.31E+05 (19) 80 8 4 16.0 4.6 43.2
 20 1.94E+04 (2) 8.74E+04 (9) 100 3 2 14.0 1.4 63.5
 21 2.91E+04 (3) 1.65E+05 (17) 100 6 3 10.9 2.0 36.2
 22 2.16E+04 (2) 1.29E+05 (12) 90 5 3 10.5 1.1 44.4
 23 3.88E+04 (4) 2.14E+05 (22) 100 7 3 11.2 2.7 31.8
 24 3.88E+04 (4) 2.14E+05 (22) 100 7 3 11.2 2.7 31.8
 25 2.91E+04 (3) 1.94E+05 (20) 100 7 3 9.3 1.7 30.0
 26 5.39E+04 (5) 3.45E+05 (32) 90 12 4 9.5 2.8 24.0

POOLED

3.66E+04(97) 1.97E+05(521) 2570 7 1 11.1 8.9 13.8

CHI² PROBABILITY (%):100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.1, 9.9 -- 12.4 (-1.2 +1.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.9 -- 13.8 (-2.2 +2.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.1, 9.9 -- 12.4 (-1.2 +1.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.9 -- 13.8 (-2.2 +2.7)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM20-00_2.FTZ

Title: ..Korabi AM 0020 ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.12E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.80

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 5.83E+04 (6) 4.08E+05 (42) 100 10 3 12.6 4.3 29.2
 2 3.88E+04 (4) 2.82E+05 (29) 100 7 2 12.3 3.0 33.9
 3 5.39E+04 (5) 3.02E+05 (28) 90 7 3 15.8 4.7 40.4
 4 2.16E+04 (2) 2.05E+05 (19) 90 5 2 9.7 1.0 37.6
 5 2.91E+04 (3) 2.04E+05 (21) 100 5 2 12.9 2.4 41.3
 6 1.94E+04 (2) 1.84E+05 (19) 100 4 2 9.7 1.0 37.6
 7 1.94E+04 (2) 1.26E+05 (13) 100 3 2 14.2 1.5 58.5
 8 3.64E+04 (3) 2.55E+05 (21) 80 6 3 12.9 2.4 41.3
 9 1.94E+04 (2) 1.75E+05 (18) 100 4 2 10.3 1.1 40.0
 10 2.91E+04 (3) 1.84E+05 (19) 100 4 2 14.2 2.6 46.2
 11 1.94E+04 (2) 9.71E+04 (10) 100 2 1 18.3 1.8 80.7
 12 7.28E+04 (15) 6.07E+05 (125) 200 15 3 10.5 5.6 17.8
 13 6.47E+04 (4) 4.85E+05 (30) 60 12 4 11.9 3.0 32.7
 14 1.21E+04 (1) 1.33E+05 (11) 80 3 2 8.9 0.2 53.9
 15 1.94E+04 (2) 2.72E+05 (28) 100 7 2 6.6 0.7 24.5
 16 1.94E+04 (2) 1.17E+05 (12) 100 3 2 15.3 1.6 64.4
 17 1.94E+04 (2) 2.04E+05 (21) 100 5 2 8.8 0.9 33.6
 18 1.94E+04 (2) 1.36E+05 (14) 100 3 2 13.2 1.4 53.6
 19 2.91E+04 (3) 1.65E+05 (17) 100 4 2 15.9 2.9 52.6
 20 3.24E+04 (3) 2.48E+05 (23) 90 6 2 11.8 2.2 37.2
 21 3.64E+04 (3) 2.43E+05 (20) 80 6 3 13.5 2.5 43.6
 22 3.88E+04 (4) 2.82E+05 (29) 100 7 2 12.3 3.0 33.9
 23 9.71E+03 (1) 1.46E+05 (15) 100 3 2 6.5 0.1 37.4

POOLED

3.25E+04(76) 2.50E+05(584) 2270 6 1 11.2 8.8 14.3

CHI² PROBABILITY (%):100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.2, 9.9 -- 12.7 (-1.3 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma):

8.8 -- 14.3 (-2.4 +3.1)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.2, 9.9 -- 12.7 (-1.3 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.8 -- 14.3 (-2.4 +3.1)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM20-00_2.FTZ

Title: ..Korabi AM 0020 ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.12E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.80

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ⁺ -2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------------------	----------------	----------------

1	5.83E+04	(6)	4.08E+05	(42)	100 10 3	12.6 4.3	29.2
2	3.88E+04	(4)	2.82E+05	(29)	100 7 2	12.3 3.0	33.9
3	5.39E+04	(5)	3.02E+05	(28)	90 7 3	15.8 4.7	40.4
4	2.16E+04	(2)	2.05E+05	(19)	90 5 2	9.7 1.0	37.6
5	2.91E+04	(3)	2.04E+05	(21)	100 5 2	12.9 2.4	41.3
6	1.94E+04	(2)	1.84E+05	(19)	100 4 2	9.7 1.0	37.6
7	1.94E+04	(2)	1.26E+05	(13)	100 3 2	14.2 1.5	58.5
8	3.64E+04	(3)	2.55E+05	(21)	80 6 3	12.9 2.4	41.3
9	1.94E+04	(2)	1.75E+05	(18)	100 4 2	10.3 1.1	40.0
10	2.91E+04	(3)	1.84E+05	(19)	100 4 2	14.2 2.6	46.2
11	1.94E+04	(2)	9.71E+04	(10)	100 2 1	18.3 1.8	80.7
12	7.28E+04	(15)	6.07E+05	(125)	200 15 3	10.5 5.6	17.8
13	6.47E+04	(4)	4.85E+05	(30)	60 12 4	11.9 3.0	32.7
14	1.21E+04	(1)	1.33E+05	(11)	80 3 2	8.9 0.2	53.9
15	1.94E+04	(2)	2.72E+05	(28)	100 7 2	6.6 0.7	24.5
16	1.94E+04	(2)	1.17E+05	(12)	100 3 2	15.3 1.6	64.4
17	1.94E+04	(2)	2.04E+05	(21)	100 5 2	8.8 0.9	33.6
18	1.94E+04	(2)	1.36E+05	(14)	100 3 2	13.2 1.4	53.6
19	2.91E+04	(3)	1.65E+05	(17)	100 4 2	15.9 2.9	52.6
20	3.24E+04	(3)	2.48E+05	(23)	90 6 2	11.8 2.2	37.2
21	3.64E+04	(3)	2.43E+05	(20)	80 6 3	13.5 2.5	43.6
22	3.88E+04	(4)	2.82E+05	(29)	100 7 2	12.3 3.0	33.9
23	9.71E+03	(1)	1.46E+05	(15)	100 3 2	6.5 0.1	37.4

POOLED

3.25E+04(76) 2.50E+05(584) 2270 6 1 11.2 8.8 14.3

CHI² PROBABILITY (%): 100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.2, 9.9 -- 12.7 (-1.3 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.8 -- 14.3 (-2.4 +3.1)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.2, 9.9 -- 12.7 (-1.3 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.8 -- 14.3 (-2.4 +3.1)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM9-00.FTZ

Title: ..Korab AM 009 ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 3.52E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.81

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ⁺ -2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------------------	----------------	----------------

1	1.83E+05	(17)	9.49E+05	(88)	90 33 7	11.6 6.4	19.4
2	1.07E+05	(11)	7.48E+05	(77)	100 26 6	8.6 4.1	16.0
3	1.26E+05	(13)	8.16E+05	(84)	100 28 6	9.3 4.7	16.6
4	1.36E+05	(14)	7.28E+05	(75)	100 25 6	11.2 5.8	19.8
5	1.65E+05	(17)	8.74E+05	(90)	100 31 6	11.3 6.3	19.0
6	1.46E+05	(15)	6.70E+05	(69)	100 23 6	13.0 6.9	22.8
7	1.65E+05	(17)	9.51E+05	(98)	100 33 7	10.4 5.8	17.4
8	1.65E+05	(17)	8.93E+05	(92)	100 31 7	11.1 6.1	18.5
9	6.80E+04	(14)	4.66E+05	(96)	200 16 3	8.8 4.6	15.3
10	1.40E+05	(13)	7.77E+05	(72)	90 27 6	10.8 5.5	19.5
11	9.71E+04	(10)	7.09E+05	(73)	100 25 6	8.3 3.7	15.8
12	2.80E+05	(26)	1.73E+06	(160)	90 60 10	9.7 6.1	14.7
13	1.46E+05	(15)	7.62E+05	(157)	200 27 4	11.4 7.4	16.9
14	2.52E+05	(26)	1.17E+06	(120)	100 41 7	12.9 8.1	19.8
15	5.83E+04	(12)	3.11E+05	(64)	200 11 3	11.3 5.5	20.8
16	1.62E+05	(15)	9.28E+05	(86)	90 32 7	10.5 5.6	18.1
17	1.65E+05	(17)	9.22E+05	(95)	100 32 7	10.7 5.9	17.9
18	1.26E+05	(13)	6.12E+05	(63)	100 21 5	12.4 6.2	22.5
19	1.36E+05	(14)	6.31E+05	(65)	100 22 5	12.9 6.6	23.0
20	1.46E+05	(15)	7.09E+05	(73)	100 25 6	12.3 6.5	21.5

POOLED

1.40E+05(326) 7.72E+05(1797) 2260 27 1 10.8 9.5 12.2

CHI² PROBABILITY (%): 100.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

10.8, 10.1 -- 11.5 (-0.7 +0.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 9.5 -- 12.2 (-1.2 +1.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

10.8, 10.1 -- 11.5 (-0.7 +0.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma):

9.5 -- 12.2 (-1.2 +1.4)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM9-00_2.FTZ

Title: ..Nimçe AM 009 Monzonite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.55E+05 (14)	1.21E+06 (110)	100 28 5 11.6 6.1 20.1
2	1.88E+05 (17)	1.55E+06 (140)	100 36 6 11.0 6.2 18.2
3	2.43E+05 (22)	1.32E+06 (120)	100 30 6 16.6 10.0 26.2
4	1.43E+05 (13)	8.83E+05 (80)	100 20 5 14.8 7.5 26.5
5	2.54E+05 (23)	1.39E+06 (126)	100 32 6 16.6 10.1 25.8
6	1.77E+05 (16)	1.03E+06 (93)	100 24 5 15.6 8.5 26.5
7	1.66E+05 (15)	1.26E+06 (114)	100 29 5 12.0 6.4 20.4
8	1.55E+05 (14)	1.11E+06 (101)	100 26 5 12.6 6.6 22.0
9	9.93E+04 (9)	1.16E+06 (105)	100 27 5 7.9 3.4 15.2
10	1.88E+05 (17)	1.88E+06 (170)	100 43 7 9.1 5.1 14.9
11	2.65E+05 (24)	1.85E+06 (168)	100 43 7 13.0 8.0 19.8
12	1.24E+05 (9)	1.41E+06 (102)	80 32 6 8.1 3.5 15.7
13	1.88E+05 (17)	1.18E+06 (107)	100 27 5 14.4 8.1 24.0
14	1.43E+05 (13)	1.24E+06 (112)	100 28 5 10.6 5.4 18.6
15	1.43E+05 (13)	8.83E+05 (80)	100 20 5 14.8 7.5 26.5

POOLED

1.76E+05(236) 1.29E+06(1728) 1480 30 1 12.3 10.7 14.2

CHI² PROBABILITY (%): 71.6

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

12.3, 11.5 -- 13.2 (-0.8 +0.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.7 -- 14.2 (-1.6 +1.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

12.3, 11.5 -- 13.2 (-0.9 +0.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 10.7 -- 14.2 (-1.6 +1.9)

AGE DISPERSION (%): 0.5

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM26-02.FTZ

Title: ..Korab AM 2602 Monzonite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	2.54E+05 (23)	1.31E+06 (119)	100 30 6 17.5 10.6 27.4
2	2.43E+05 (11)	2.01E+06 (91)	50 46 10 11.0 5.3 20.4
3	2.21E+05 (20)	1.51E+06 (137)	100 35 6 13.3 7.8 21.1
4	8.83E+04 (8)	1.02E+06 (92)	100 23 5 8.0 3.3 16.1
5	1.88E+05 (17)	1.15E+06 (104)	100 26 5 14.9 8.3 24.7
6	2.54E+05 (23)	1.46E+06 (132)	100 34 6 15.8 9.6 24.6
7	2.98E+05 (27)	1.52E+06 (138)	100 35 6 17.7 11.2 26.8
8	1.23E+05 (10)	1.07E+06 (87)	90 25 5 10.5 4.8 20.0
9	2.21E+05 (20)	1.55E+06 (140)	100 36 6 13.0 7.6 20.7
10	3.07E+05 (25)	1.57E+06 (128)	90 36 6 17.7 11.0 27.2
11	2.87E+05 (13)	2.10E+06 (95)	50 48 10 12.5 6.3 22.1
12	3.20E+05 (29)	1.68E+06 (152)	100 39 6 17.3 11.1 25.7
13	1.88E+05 (17)	1.21E+06 (110)	100 28 5 14.1 7.8 23.3
14	2.84E+05 (18)	1.89E+06 (120)	70 44 8 13.6 7.8 22.3
15	3.00E+05 (19)	2.05E+06 (130)	70 47 8 13.3 7.7 21.4
16	1.79E+05 (13)	1.53E+06 (111)	80 35 7 10.7 5.5 18.8
17	1.90E+05 (11)	1.22E+06 (71)	64 28 7 14.2 6.7 26.5
18	2.90E+05 (21)	1.99E+06 (144)	80 46 8 13.2 7.9 20.9
19	2.07E+05 (15)	1.88E+06 (136)	80 43 7 10.0 5.4 17.0
20	2.10E+05 (19)	1.40E+06 (127)	100 32 6 13.6 7.9 21.9

POOLED

2.30E+05(359) 1.51E+06(2364) 1724 35 2 13.7 12.2 15.4

CHI² PROBABILITY (%): 89.9

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

13.7, 12.9 -- 14.5 (-0.8 +0.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.2 -- 15.4 (-1.5 +1.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

13.7, 12.9 -- 14.5 (-0.8 +0.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.2 -- 15.4 (-1.5 +1.7)

AGE DISPERSION (%): 0.3

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM27-02.FTZ

Title: ..Korab AM 2702 Grès"

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.35E+05 (12)	9.80E+05 (87)	98 23 5	12.6 6.2	22.8
2	5.99E+05 (38)	2.43E+06 (154)	70 56 9	22.3 15.2	31.9
3	2.10E+05 (19)	8.83E+05 (80)	100 20 5	21.6 12.3	35.6
4	1.73E+05 (11)	8.36E+05 (53)	70 19 5	18.9 8.8	36.2
5	2.68E+05 (17)	1.09E+06 (69)	70 25 6	22.4 12.3	38.1
6	3.20E+05 (29)	1.69E+06 (153)	100 39 6	17.2 11.1	25.5
7	1.99E+05 (18)	1.00E+06 (91)	100 23 5	18.0 10.1	29.8
8	3.53E+05 (32)	2.00E+06 (181)	100 46 7	16.0 10.6	23.3
9	1.29E+05 (7)	8.83E+05 (48)	60 20 6	13.4 5.0	29.2
10	3.22E+05 (14)	2.30E+06 (100)	48 53 11	12.8 6.7	22.2
11	1.66E+05 (9)	8.28E+05 (45)	60 19 6	18.3 7.8	37.3
12	1.42E+05 (9)	9.15E+05 (58)	70 21 6	14.2 6.1	28.4
13	2.07E+05 (18)	1.06E+06 (92)	96 24 5	17.8 10.0	29.4
14	1.47E+05 (12)	9.81E+05 (80)	90 23 5	13.7 6.7	24.9
15	2.02E+05 (11)	9.57E+05 (52)	60 22 6	19.3 9.0	37.0
16	3.63E+05 (23)	1.48E+06 (94)	70 34 7	22.2 13.3	35.1
17	1.66E+05 (12)	1.35E+06 (98)	80 31 6	11.2 5.5	20.2
18	2.21E+05 (16)	1.19E+06 (86)	80 27 6	16.9 9.2	28.8
19	1.77E+05 (8)	1.39E+06 (63)	50 32 8	11.7 4.7	24.0
20	6.44E+05 (35)	3.51E+06 (191)	60 81 12	16.6 11.2	23.8
21	2.68E+05 (17)	1.31E+06 (83)	70 30 7	18.6 10.3	31.4
22	2.02E+05 (11)	9.38E+05 (51)	60 22 6	19.7 9.1	37.7

POOLED

2.51E+05(378) 1.33E+06(2009) 1662 31 1 17.0 15.1 19.0

CHI² PROBABILITY (%): 92.5

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

17.0, 16.0 -- 18.0 (-1.0 +1.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.1 -- 19.0 (-1.8 +2.1)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

17.0, 16.0 -- 18.0 (-1.0 +1.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.1 -- 19.0 (-1.8 +2.1)

AGE DISPERSION (%): 0.3

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM25-02.FTZ

Title: ..Nimçe AM 2502/2 Verrucano"

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.26E+05 (4)	1.48E+06 (47)	35 34 10	8.1 2.0	21.2
2	6.31E+04 (2)	8.83E+05 (28)	35 20 8	7.0 0.8	25.8
3	1.23E+05 (10)	8.34E+05 (68)	90 19 5	13.6 6.2	26.2
4	2.21E+05 (5)	2.03E+06 (46)	25 46 14	10.2 3.1	24.9
5	1.10E+05 (4)	9.93E+05 (36)	40 23 7	10.5 2.6	28.3
6	2.76E+05 (20)	2.29E+06 (166)	80 52 8	11.1 6.6	17.5
7	1.73E+05 (11)	1.47E+06 (93)	70 33 7	10.9 5.2	20.2
8	1.47E+05 (4)	6.99E+05 (19)	30 16 7	19.8 4.8	57.7
9	9.20E+04 (5)	7.73E+05 (42)	60 18 5	11.2 3.4	27.4
10	6.31E+04 (2)	7.25E+05 (23)	35 16 7	8.5 0.9	32.1
11	5.52E+04 (3)	7.54E+05 (41)	60 17 5	7.0 1.3	20.9
12	1.47E+05 (6)	9.08E+05 (37)	45 21 7	15.1 5.1	35.3
13	1.47E+05 (4)	6.99E+05 (19)	30 16 7	19.8 4.8	57.7

POOLED

1.39E+05(80) 1.16E+06(665) 635 26 2 11.0 8.7 13.9

CHI² PROBABILITY (%): 96.2

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.0, 9.8 -- 12.4 (-1.2 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.7 -- 13.9 (-2.3 +2.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

11.0, 9.7 -- 12.4 (-1.2 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 8.7 -- 13.9 (-2.3 +2.9)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM12-02.FTZ

Title: ..Peladhi AM 1202 Granite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------	----------------	----------------

1	1.66E+05 (15)		1.13E+06 (102)		100 26 5	13.4 7.2 22.9
---	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

2	1.32E+05 (12)		1.08E+06 (98)		100 25 5	11.2 5.5 20.2
---	---------------	--	---------------	--	----------	---------------

3	1.88E+05 (17)		1.10E+06 (100)		100 25 5	15.5 8.6 25.8
---	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

4	1.77E+05 (16)		1.11E+06 (101)		100 26 5	14.4 7.9 24.3
---	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

5	2.21E+05 (20)		1.09E+06 (99)		100 25 5	18.3 10.7 29.7
---	---------------	--	---------------	--	----------	----------------

6	1.10E+05 (5)		7.51E+05 (34)		50 17 6	13.6 4.1 34.0
---	--------------	--	---------------	--	---------	---------------

7	1.32E+05 (12)		7.73E+05 (70)		100 18 4	15.6 7.6 28.7
---	---------------	--	---------------	--	----------	---------------

8	7.88E+04 (5)		1.06E+06 (67)		70 24 6	6.9 2.1 16.5
---	--------------	--	---------------	--	---------	--------------

9	3.17E+05 (23)		1.79E+06 (130)		80 41 7	16.1 9.8 25.0
---	---------------	--	----------------	--	---------	---------------

10	1.43E+05 (13)		1.04E+06 (94)		100 24 5	12.6 6.4 22.4
----	---------------	--	---------------	--	----------	---------------

11	1.35E+05 (11)		9.44E+05 (77)		90 22 5	13.1 6.2 24.4
----	---------------	--	---------------	--	---------	---------------

12	1.23E+05 (10)		8.58E+05 (70)		90 20 5	13.1 5.9 25.1
----	---------------	--	---------------	--	---------	---------------

13	1.10E+05 (9)		8.34E+05 (68)		90 19 5	12.1 5.2 24.0
----	--------------	--	---------------	--	---------	---------------

14	1.21E+05 (11)		9.82E+05 (89)		100 23 5	11.3 5.4 20.9
----	---------------	--	---------------	--	----------	---------------

15	7.73E+04 (7)		7.28E+05 (66)		100 17 4	9.8 3.7 20.8
----	--------------	--	---------------	--	----------	--------------

16	1.21E+05 (11)		6.07E+05 (55)		100 14 4	18.2 8.5 34.8
----	---------------	--	---------------	--	----------	---------------

17	1.29E+05 (7)		7.54E+05 (41)		60 17 5	15.7 5.8 34.6
----	--------------	--	---------------	--	---------	---------------

18	1.35E+05 (11)		9.93E+05 (81)		90 23 5	12.4 5.9 23.1
----	---------------	--	---------------	--	---------	---------------

19	1.21E+05 (11)		8.28E+05 (75)		100 19 4	13.4 6.3 25.0
----	---------------	--	---------------	--	----------	---------------

20	6.90E+04 (5)		6.21E+05 (45)		80 14 4	10.3 3.1 25.1
----	--------------	--	---------------	--	---------	---------------

21	1.10E+05 (7)		8.36E+05 (53)		70 19 5	12.2 4.6 26.3
----	--------------	--	---------------	--	---------	---------------

22	1.52E+05 (11)		1.37E+06 (99)		80 31 6	10.2 4.8 18.7
----	---------------	--	---------------	--	---------	---------------

23	6.31E+04 (4)		5.68E+05 (36)		70 13 4	10.4 2.6 27.9
----	--------------	--	---------------	--	---------	---------------

24	3.60E+05 (16)		2.37E+06 (105)		49 54 11	13.9 7.6 23.4
----	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

POOLED

1.44E+05(269) 9.90E+05(1855) 2069 23 1 13.1 11.5 14.9

CHI² PROBABILITY (%): 99.5

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

13.1, 12.2 -- 14.0 (-0.9 +0.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 11.5 -- 14.9 (-1.6 +1.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

13.1, 12.2 -- 14.0 (-0.9 +0.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 11.5 -- 14.9 (-1.6 +1.8)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM41-03.FTZ

Title: ..Nimçe AM 4103 Llamprophire ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------	----------------	----------------

1	2.76E+05 (25)		1.52E+06 (138)		100 35 6	16.4 10.2 25.1
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

2	4.14E+05 (30)		1.72E+06 (125)		80 40 7	21.7 14.0 32.4
---	---------------	--	----------------	--	---------	----------------

3	3.20E+05 (29)		1.66E+06 (150)		100 38 6	17.5 11.3 26.1
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

4	2.21E+05 (20)		1.15E+06 (104)		100 26 5	17.5 10.2 28.2
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

5	3.31E+05 (30)		1.77E+06 (160)		100 41 6	17.0 11.1 25.1
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

6	4.08E+05 (37)		1.84E+06 (167)		100 42 7	20.0 13.6 28.7
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

7	1.88E+05 (17)		1.10E+06 (100)		100 25 5	15.5 8.6 25.8
---	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

8	4.53E+05 (41)		2.27E+06 (206)		100 52 7	18.0 12.5 25.2
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

9	3.75E+05 (34)		1.58E+06 (143)		100 36 6	21.5 14.3 31.3
---	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

10	2.32E+05 (21)		1.16E+06 (105)		100 27 5	18.1 10.7 29.0
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

11	3.31E+05 (30)		2.04E+06 (185)		100 47 7	14.7 9.6 21.6
----	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

12	4.64E+05 (42)		2.31E+06 (209)		100 53 7	18.2 12.7 25.3
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

13	2.54E+05 (23)		1.79E+06 (162)		100 41 6	12.9 7.9 19.9
----	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

14	2.21E+05 (20)		1.25E+06 (113)		100 29 5	16.1 9.4 25.8
----	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

15	2.87E+05 (26)		1.47E+06 (133)		100 34 6	17.7 11.1 27.0
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

16	2.43E+05 (22)		1.60E+06 (145)		100 37 6	13.8 8.3 21.5
----	---------------	--	----------------	--	----------	---------------

17	2.76E+05 (25)		1.45E+06 (131)		100 33 6	17.3 10.7 26.5
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

18	2.65E+05 (24)		1.37E+06 (124)		100 31 6	17.6 10.8 27.2
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

19	2.54E+05 (23)		1.40E+06 (127)		100 32 6	16.4 10.0 25.6
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

20	4.97E+05 (45)		1.99E+06 (180)		100 46 7	22.6 15.9 31.4
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

21	3.31E+05 (30)		1.70E+06 (154)		100 39 6	17.6 11.5 26.1
----	---------------	--	----------------	--	----------	----------------

POOLED

3.15E+05(594) 1.62E+06(3061) 2080 37 1 17.5 15.9 19.2

CHI² PROBABILITY (%): 97.2

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

17.5, 16.7 -- 18.4 (-0.8 +0.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.9 -- 19.2 (-1.6 +1.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

17.5, 16.7 -- 18.4 (-0.8 +0.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.9 -- 19.2 (-1.6 +1.7)

AGE DISPERSION (%): 0.2

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM26-03.FTZ

Title: ..Korab AM 2603 Granosyenite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ^{+/-2s}	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------------------	----------------	----------------

1	9.93E+04	(9)	7.17E+05	(65)	100 17 4	12.7 5.5	25.2
2	9.66E+04	(7)	7.17E+05	(52)	80 17 5	12.4 4.7	26.8
3	6.62E+04	(6)	6.51E+05	(59)	100 15 4	9.4 3.2	21.2
4	1.32E+05	(12)	1.15E+06	(104)	100 26 5	10.5 5.2	19.0
5	4.42E+04	(4)	5.41E+05	(49)	100 12 4	7.6 1.9	20.1
6	6.13E+04	(5)	7.60E+05	(62)	90 17 4	7.5 2.3	17.9
7	5.52E+04	(4)	6.48E+05	(47)	80 15 4	8.0 2.0	21.0
8	7.73E+04	(7)	6.07E+05	(55)	100 14 4	11.7 4.4	25.3
9	1.21E+05	(11)	9.05E+05	(82)	100 21 5	12.3 5.8	22.8
10	3.31E+04	(3)	3.75E+05	(34)	100 9 3	8.3 1.6	25.3
11	7.73E+04	(7)	8.17E+05	(74)	100 19 4	8.7 3.3	18.5
12	8.83E+04	(8)	6.51E+05	(59)	100 15 4	12.4 5.0	25.7
13	8.28E+04	(6)	7.17E+05	(52)	80 17 5	10.7 3.7	24.2
14	8.83E+04	(8)	9.38E+05	(85)	100 22 5	8.7 3.6	17.5
15	7.73E+04	(7)	6.29E+05	(57)	100 14 4	11.3 4.3	24.3
16	7.73E+04	(7)	6.51E+05	(59)	100 15 4	10.9 4.1	23.4
17	7.73E+04	(7)	7.28E+05	(66)	100 17 4	9.8 3.7	20.8
18	8.83E+04	(8)	9.38E+05	(85)	100 22 5	8.7 3.6	17.5
19	7.73E+04	(7)	7.73E+05	(70)	100 18 4	9.2 3.5	19.6
20	4.42E+04	(4)	6.51E+05	(59)	100 15 4	6.3 1.6	16.5

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM15-02.FTZ

Title: ..Lure AM 1502 Amphibolite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ^{+/-2s}	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------------------	----------------	----------------

1	3.15E+04	(2)	2.05E+05	(13)	70 5 3	15.0 1.5	61.8
2	3.31E+04	(3)	1.77E+05	(16)	100 4 2	17.8 3.2	59.6
3	6.90E+04	(5)	3.04E+05	(22)	80 7 3	21.3 6.1	56.0
4	9.93E+04	(9)	5.96E+05	(54)	100 14 4	15.4 6.6	31.1
5	2.21E+04	(2)	1.10E+05	(10)	100 3 2	19.4 1.9	85.2
6	5.26E+04	(2)	2.10E+05	(8)	42 5 3	24.1 2.4	113.5
7	4.42E+04	(4)	4.19E+05	(38)	100 10 3	10.0 2.5	26.7
8	1.10E+04	(1)	4.42E+04	(4)	100 1 1	25.2 0.5	226.9
9	4.73E+04	(3)	2.05E+05	(13)	70 5 3	21.9 3.9	76.3
10	1.10E+04	(1)	9.93E+04	(9)	100 2 1	11.4 0.2	72.9
11	1.84E+04	(1)	1.10E+05	(6)	60 3 2	17.0 0.3	124.4
12	7.36E+04	(4)	4.42E+05	(24)	60 10 4	15.7 3.8	44.2
13	5.52E+04	(5)	3.20E+05	(29)	100 7 3	16.2 4.8	41.1
14	2.45E+04	(2)	1.96E+05	(16)	90 4 2	12.2 1.3	48.4
15	3.31E+04	(3)	1.99E+05	(18)	100 5 2	15.9 2.9	52.0
16	4.42E+04	(4)	2.87E+05	(26)	100 7 3	14.5 3.6	40.4
17	2.76E+04	(1)	1.10E+05	(4)	40 3 2	25.2 0.5	226.9
18	4.42E+04	(4)	3.20E+05	(29)	100 7 3	13.0 3.2	35.8
19	4.42E+04	(2)	3.31E+05	(15)	50 8 4	13.0 1.4	52.2
20	1.38E+04	(1)	1.10E+05	(8)	80 3 2	12.8 0.3	84.7
21	6.13E+04	(2)	3.99E+05	(13)	36 9 5	15.0 1.5	61.8
22	1.38E+04	(1)	8.28E+04	(6)	80 2 1	17.0 0.3	124.4
23	4.42E+04	(2)	1.99E+05	(9)	50 5 3	21.5 2.1	97.4
24	2.21E+04	(2)	2.21E+05	(20)	100 5 2	9.8 1.0	37.5
25	1.10E+04	(1)	7.73E+04	(7)	100 2 1	14.6 0.3	100.9
26	1.10E+04	(1)	6.62E+04	(6)	100 2 1	17.0 0.3	124.4

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM23-02.FTZ

Title: ..Gjegjan AM 2302 Micaschiste ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age -95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------	----------------	---------------

1	1.10E+05	(10)	6.18E+05	(56)	100 14 4	16.5 7.4	32.2
2	1.79E+05	(13)	9.66E+05	(70)	80 22 5	17.1 8.6	30.9
3	4.42E+04	(4)	4.42E+05	(40)	100 10 3	9.5 2.4	25.2
4	5.52E+04	(4)	6.07E+05	(44)	80 14 4	8.6 2.2	22.8
5	2.68E+05	(17)	1.42E+06	(90)	70 32 7	17.4 9.6	29.2
6	2.37E+05	(15)	1.51E+06	(96)	70 34 7	14.4 7.7	24.7
7	0.00E+00	(0)	1.77E+05	(16)	100 4 2	4.0 0.1	23.7
8	0.00E+00	(0)	5.52E+04	(5)	100 1 1	13.6 0.5	99.0
9	2.10E+05	(19)	1.31E+06	(119)	100 30 5	14.7 8.5	23.8
10	1.88E+05	(17)	9.93E+05	(90)	100 23 5	17.4 9.6	29.2
11	5.52E+04	(5)	3.20E+05	(29)	100 7 3	16.2 4.8	41.1
12	1.24E+05	(9)	1.10E+06	(80)	80 25 6	10.4 4.5	20.5
13	3.31E+04	(3)	3.09E+05	(28)	100 7 3	10.2 1.9	31.6
14	2.21E+04	(2)	2.43E+05	(22)	100 6 2	8.9 0.9	33.7
15	1.99E+05	(18)	9.93E+05	(90)	100 23 5	18.4 10.4	30.5
16	7.88E+04	(5)	6.15E+05	(39)	70 14 4	12.0 3.6	29.7
17	8.28E+04	(6)	4.28E+05	(31)	80 10 3	18.1 6.0	42.9
18	5.52E+04	(4)	3.04E+05	(22)	80 7 3	17.1 4.2	48.8
19	6.62E+04	(6)	3.97E+05	(36)	100 9 3	15.6 5.2	36.4
20	2.45E+04	(2)	2.21E+05	(18)	90 5 2	10.8 1.1	42.3
21	1.77E+05	(16)	8.83E+05	(80)	100 20 4	18.4 10.0	31.5

POOLED

1.02E+05(175) 6.40E+05(1101) 1900 15 1 14.5 12.3 17.1

CHI² PROBABILITY (%): 95.2

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

14.5, 13.4 -- 15.8 (-1.2 +1.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.3 -- 17.1 (-2.2 +2.6)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

14.5, 13.4 -- 15.8 (-1.2 +1.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 12.3 -- 17.1 (-2.2 +2.6)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM02-03.FTZ

Title: ..Těrnově AM 0203 Amphibolite «

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age -95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------	----------------	---------------

1	2.21E+04	(2)	9.93E+04	(9)	100 2 1	21.2 2.1	96.2
2	0.00E+00	(0)	7.88E+04	(5)	70 2 2	13.4 0.5	97.8
3	4.73E+04	(3)	2.21E+05	(14)	70 5 3	20.1 3.6	69.0
4	2.63E+04	(1)	2.10E+05	(8)	42 5 3	12.7 0.3	83.7
5	2.76E+04	(1)	1.38E+05	(5)	40 3 3	20.0 0.4	159.4
6	2.21E+04	(1)	1.32E+05	(6)	50 3 2	16.8 0.3	122.9
7	3.07E+04	(1)	1.84E+05	(6)	36 4 3	16.8 0.3	122.9
8	5.52E+04	(1)	3.86E+05	(7)	20 9 6	14.4 0.3	99.6
9	3.68E+04	(2)	1.47E+05	(8)	60 3 2	23.8 2.3	112.2
10	2.21E+04	(1)	8.83E+04	(4)	50 2 2	24.8 0.5	224.2
11	1.97E+04	(1)	1.38E+05	(7)	56 3 2	14.4 0.3	99.6
12	2.76E+04	(1)	1.10E+05	(4)	40 3 2	24.8 0.5	224.2
13	8.83E+04	(4)	3.31E+05	(15)	50 8 4	24.7 5.8	75.2
14	0.00E+00	(0)	8.83E+04	(4)	50 2 2	17.1 0.6	135.4
15	2.76E+04	(1)	1.66E+05	(6)	40 4 3	16.8 0.3	122.9
16	0.00E+00	(0)	8.83E+04	(4)	50 2 2	17.1 0.6	135.4
17	1.38E+04	(1)	1.24E+05	(9)	80 3 2	11.3 0.2	72.0

POOLED

2.56E+04(21) 1.48E+05(121) 904 3 1 15.8 9.4 25.0

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

15.8, 12.0 -- 20.3 (-3.7 +4.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 9.4 -- 25.0 (-6.4 +9.3)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

15.7, 12.4 -- 19.8 (-3.3 +4.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 9.8 -- 24.9 (-5.8 +9.2)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM1003-3or04.FTZ

Title: «Gjegjan AM 1003 Micaschiste «

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------	----------------	----------------

1	2.35E+05 (17)		1.13E+06 (82)		80 26 6	18.8 10.4	31.8
2	1.88E+05 (17)		1.05E+06 (95)		100 24 5	16.3 9.0	27.2
3	2.82E+05 (23)		1.17E+06 (95)		90 27 6	21.9 13.2	34.7
4	1.66E+05 (15)		6.62E+05 (60)		100 15 4	22.7 11.9	40.1
5	3.15E+05 (20)		8.83E+05 (56)		70 20 5	32.3 18.3	54.4
6	1.38E+05 (8)		6.21E+05 (36)		64 14 5	20.4 8.1	43.8
7	2.62E+05 (19)		1.02E+06 (74)		80 23 5	23.3 13.2	38.7
8	1.64E+05 (12)		7.22E+05 (53)		81 17 5	20.6 9.9	38.6
9	1.23E+05 (10)		7.24E+05 (59)		90 17 4	15.5 7.0	30.1
10	1.77E+05 (16)		1.10E+06 (100)		100 25 5	14.6 7.9	24.6
11	2.76E+05 (25)		9.49E+05 (86)		100 22 5	26.3 16.1	41.3
12	1.88E+05 (17)		8.94E+05 (81)		100 21 5	19.1 10.5	32.2
13	2.98E+05 (27)		1.11E+06 (101)		100 26 5	24.2 15.2	37.1
14	1.23E+05 (8)		4.60E+05 (30)		72 11 4	24.4 9.5	53.6
15	1.32E+05 (12)		4.86E+05 (44)		100 11 3	24.8 11.8	47.3
16	1.79E+05 (13)		7.04E+05 (51)		80 16 5	23.2 11.5	42.8
17	1.99E+05 (18)		9.05E+05 (82)		100 21 5	19.9 11.2	33.2
18	3.31E+05 (30)		1.15E+06 (104)		100 26 5	26.1 16.7	39.3
19	2.48E+05 (18)		1.09E+06 (79)		80 25 6	20.7 11.6	34.6

POOLED

2.13E+05(325) 8.95E+05(1368) 1687 21 1 21.4 18.9 24.3

CHI² PROBABILITY (%): 93.6

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

21.4, 20.1 -- 22.8 (-1.3 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 18.9 -- 24.3 (-2.5 +2.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

21.4, 20.1 -- 22.8 (-1.3 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 18.9 -- 24.3 (-2.5 +2.9)

AGE DISPERSION (%): 0.3

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM16-00.FTZ

Title: „Fierëz AM 0016 “

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 3.52E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.81

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
--------	--------------------------	------	--------------------------	------	-----------	----------------	----------------

1	2.21E+05 (20)		2.76E+05 (25)		100 10 4	47.5 25.0	88.6
2	2.45E+05 (20)		2.33E+05 (19)		90 8 4	62.3 31.6	122.8
3	4.73E+04 (3)		1.10E+05 (7)		70 4 3	26.2 4.3	110.7
4	1.43E+05 (13)		1.77E+05 (16)		100 6 3	48.3 21.3	106.3
5	2.84E+05 (18)		2.84E+05 (18)		70 10 5	59.2 29.1	120.1
6	3.97E+05 (18)		9.27E+05 (42)		50 32 10	25.6 13.8	45.1
7	2.10E+05 (19)		2.10E+05 (19)		100 7 3	59.2 29.7	117.6
8	1.77E+05 (16)		2.10E+05 (19)		100 7 3	50.0 24.0	102.0
9	2.43E+05 (22)		2.32E+05 (21)		100 8 3	62.0 32.6	118.0
10	1.47E+05 (8)		2.76E+05 (15)		60 10 5	31.9 11.6	79.2
11	2.62E+05 (19)		2.21E+05 (16)		80 8 4	70.1 34.3	145.2
12	3.75E+05 (17)		5.52E+05 (25)		50 19 8	40.4 20.5	77.5
13	3.47E+05 (22)		4.57E+05 (29)		70 16 6	45.0 24.6	80.8
14	3.15E+05 (20)		2.68E+05 (17)		70 9 4	69.5 34.7	140.7
15	1.42E+05 (9)		1.73E+05 (11)		70 6 4	48.6 17.8	127.9
16	1.93E+05 (14)		2.90E+05 (21)		80 10 4	39.7 18.6	81.3
17	1.93E+05 (14)		2.07E+05 (15)		80 7 4	55.3 24.8	122.2
18	1.99E+05 (18)		1.88E+05 (17)		100 7 3	62.6 30.5	128.8
19	1.42E+05 (9)		1.42E+05 (9)		70 5 3	59.2 20.9	166.9
20	9.81E+04 (8)		1.23E+05 (10)		90 4 3	47.6 16.3	132.5
21	2.32E+05 (21)		2.21E+05 (20)		100 8 3	62.1 32.1	120.3
22	1.99E+05 (9)		2.21E+05 (10)		50 8 5	53.4 19.2	144.9
23	2.32E+05 (21)		3.20E+05 (29)		100 11 4	43.0 23.3	77.7
24	2.37E+05 (15)		3.31E+05 (21)		70 12 5	42.5 20.3	85.9

POOLED

2.14E+05(373) 2.59E+05(451) 1920 9 1 48.9 42.5 56.3

CHI² PROBABILITY (%): 91.2

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

48.9, 45.6 -- 52.6 (-3.4 +3.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 42.5 -- 56.3 (-6.4 +7.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

49.0, 45.6 -- 52.6 (-3.4 +3.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 42.6 -- 56.4 (-6.4 +7.4)

AGE DISPERSION (%): 0.7

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM30-02.FTZ

Title: ..Fusharrez AM 3002 Plagiogranite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.10E+05 (6)	2.39E+05 (13)	60 5 3 42.7	13.1 117.9
2	1.58E+05 (9)	3.15E+05 (18)	63 7 3 46.0	18.1 106.3
3	9.20E+04 (3)	1.53E+05 (5)	36 3 3 55.7	8.5 276.0
4	8.83E+04 (8)	1.88E+05 (17)	100 4 2 43.3	16.0 104.4
5	1.21E+05 (11)	2.32E+05 (21)	100 5 2 48.0	20.8 103.1
6	1.10E+05 (9)	1.84E+05 (15)	90 4 2 55.0	21.1 132.4
7	1.23E+05 (4)	2.15E+05 (7)	36 5 4 52.9	11.2 202.3
8	1.43E+05 (13)	1.99E+05 (18)	100 5 2 65.9	29.7 141.0
9	9.46E+04 (6)	1.73E+05 (11)	70 4 2 50.3	15.1 145.5
10	1.21E+05 (11)	2.32E+05 (21)	100 5 2 48.0	20.8 103.1
11	1.21E+05 (11)	1.77E+05 (16)	100 4 2 62.8	26.3 142.7
12	6.90E+04 (6)	1.26E+05 (11)	96 3 2 50.3	15.1 145.5
13	1.53E+05 (5)	2.15E+05 (7)	36 5 4 65.5	16.3 234.7
14	6.90E+04 (5)	1.24E+05 (9)	80 3 2 51.3	13.4 166.6
15	1.24E+05 (9)	2.48E+05 (18)	80 6 3 46.0	18.1 106.3
16	5.52E+04 (3)	1.29E+05 (7)	60 3 2 40.2	6.5 169.4
17	9.81E+04 (8)	1.84E+05 (15)	90 4 2 49.0	17.9 121.4

POOLED

1.08E+05(127) 1.95E+05(229) 1297 4 1 50.4 40.5 62.7

CHI² PROBABILITY (%): 100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

50.4, 45.1 -- 56.4 (-5.3 +5.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 40.5 -- 62.7 (-9.9 +12.3)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

50.5, 45.2 -- 56.5 (-5.3 +6.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 40.6 -- 62.9 (-9.9 +12.4)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM13-02.FTZ

Title: ..Gjon AM 1302 Amphibolite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.10E+05 (3)	1.47E+05 (4)	30 3 3 68.2	9.9 388.4
2	8.28E+04 (3)	1.93E+05 (7)	40 4 3 39.7	6.5 167.4
3	1.58E+05 (6)	3.94E+05 (15)	42 9 5 36.6	11.5 97.8
4	6.62E+04 (3)	1.77E+05 (8)	50 4 3 34.9	5.8 139.6
5	2.10E+05 (4)	3.68E+05 (7)	21 8 6 52.2	11.1 199.9
6	1.38E+05 (5)	2.76E+05 (10)	40 6 4 45.7	12.1 143.4
7	1.55E+05 (9)	4.31E+05 (25)	64 10 4 32.8	13.3 71.6
8	2.37E+05 (9)	3.94E+05 (15)	42 9 5 54.3	20.9 130.8
9	1.58E+05 (6)	2.89E+05 (11)	42 7 4 49.7	14.9 143.7
10	1.10E+05 (6)	1.66E+05 (9)	60 4 2 60.4	17.6 186.7
11	1.10E+05 (8)	1.24E+05 (9)	80 3 2 79.9	26.9 230.3
12	1.10E+05 (5)	1.99E+05 (9)	50 5 3 50.7	13.2 164.6
13	1.93E+05 (7)	6.90E+05 (25)	40 16 6 25.7	9.2 59.9
14	1.53E+05 (5)	3.07E+05 (10)	36 7 4 45.7	12.1 143.4
15	9.20E+04 (5)	2.58E+05 (14)	60 6 3 32.8	9.1 94.1
16	1.66E+05 (6)	4.97E+05 (18)	40 11 5 30.6	9.8 78.7
17	1.93E+05 (11)	2.98E+05 (17)	63 7 3 58.5	24.7 130.9
18	7.36E+04 (4)	2.02E+05 (11)	60 5 3 33.6	7.6 109.9
19	1.38E+05 (5)	5.79E+05 (21)	40 13 6 22.0	6.3 58.3
20	2.07E+05 (9)	4.37E+05 (19)	48 10 5 43.0	17.0 98.5
21	1.29E+05 (7)	2.76E+05 (15)	60 6 3 42.5	14.5 108.9
22	3.15E+05 (10)	6.62E+05 (21)	35 15 7 43.2	18.1 94.7
23	1.58E+05 (6)	3.42E+05 (13)	42 8 4 42.1	13.0 116.5
24	1.32E+05 (6)	1.99E+05 (9)	50 5 3 60.4	17.6 186.7

POOLED

1.44E+05(148) 3.13E+05(322) 1135 7 1 41.3 33.9 50.3

CHI² PROBABILITY (%): 99.4

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

41.3, 37.4 -- 45.7 (-3.9 +4.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 33.9 -- 50.3 (-7.4 +9.0)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

41.4, 37.4 -- 45.7 (-4.0 +4.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 34.0 -- 50.4 (-7.4 +9.0)

AGE DISPERSION (%): 0.2

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM14-02.FTZ

Title: ..Plan i bardhe AM 1402 Amphibolite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 9.46E+04 (6) 2.21E+05 (14) 70 5 3 39.7 12.3 107.7

2 1.84E+05 (7) 4.20E+05 (16) 42 10 5 40.4 13.9 102.0

3 6.90E+04 (5) 1.52E+05 (11) 80 3 2 42.1 11.3 128.5

4 3.07E+05 (10) 6.75E+05 (22) 36 15 6 41.8 17.5 90.8

5 4.53E+05 (23) 7.88E+05 (40) 56 18 6 52.5 30.0 89.4

6 2.45E+05 (20) 5.52E+05 (45) 90 13 4 40.7 22.7 69.9

7 2.07E+05 (15) 4.00E+05 (29) 80 9 3 47.4 23.5 90.5

8 1.58E+05 (10) 3.00E+05 (19) 70 7 3 48.3 19.9 107.9

POOLED

2.02E+05(96) 4.13E+05(196) 524 9 1 44.5 34.8 56.9

CHI² PROBABILITY (%): 99.8

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

44.5, 39.3 -- 50.5 (-5.2 +5.9)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 34.8 -- 56.9 (-9.7 +12.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

44.6, 39.4 -- 50.6 (-5.3 +6.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 34.9 -- 57.1 (-9.7 +12.4)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM18-03.FTZ

Title: ..Karne AM 1803 Amphibolite ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 1.10E+05 (4) 4.14E+05 (15) 40 10 5 24.7 5.8 75.2

2 2.43E+05 (11) 4.64E+05 (21) 50 11 5 47.5 20.6 101.8

3 1.58E+05 (3) 3.15E+05 (6) 21 7 6 46.1 7.3 208.0

4 8.83E+04 (4) 2.43E+05 (11) 50 6 3 33.6 7.6 109.9

5 4.14E+04 (3) 8.28E+04 (6) 80 2 1 46.1 7.3 208.0

6 6.62E+04 (3) 1.99E+05 (9) 50 5 3 31.1 5.2 119.5

7 6.13E+04 (2) 9.20E+04 (3) 36 2 2 61.3 5.0 505.2

8 6.13E+04 (5) 1.10E+05 (9) 90 3 2 50.7 13.2 164.6

9 1.84E+05 (10) 5.70E+05 (31) 60 13 5 29.4 12.7 60.7

10 6.62E+04 (6) 1.32E+05 (12) 100 3 2 45.6 13.9 128.7

11 1.10E+04 (1) 2.21E+04 (2) 100 1 1 47.9 0.8 813.8

12 2.21E+04 (2) 4.42E+04 (4) 100 1 1 46.6 4.1 307.6

13 3.31E+04 (3) 4.42E+04 (4) 100 1 1 68.2 9.9 388.4

14 1.66E+05 (6) 2.21E+05 (8) 40 5 3 67.8 19.3 218.9

15 5.91E+04 (3) 9.85E+04 (5) 56 2 2 55.0 8.4 272.7

16 3.68E+04 (2) 5.52E+04 (3) 60 1 1 61.3 5.0 505.2

17 4.42E+04 (4) 1.21E+05 (11) 100 3 2 33.6 7.6 109.9

18 7.88E+04 (5) 1.89E+05 (12) 70 4 2 38.2 10.4 113.7

19 7.73E+04 (7) 1.77E+05 (16) 100 4 2 39.9 13.7 100.7

POOLED

7.12E+04(84) 1.59E+05(188) 1303 4 1 40.1 31.0 51.9

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

40.1, 35.2 -- 45.8 (-5.0 +5.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 31.0 -- 51.9 (-9.1 +11.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

40.2, 35.2 -- 45.9 (-5.0 +5.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 31.0 -- 52.1 (-9.2 +11.9)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM4-02.FTZ

Title: ..Deeven AM 402 Gabbro ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	3.31E+04 (3)	3.31E+04 (3)	100	1	1	90.8	12.2	648.8
2	2.76E+04 (2)	4.14E+04 (3)	80	1	1	62.1	5.1	511.3
3	1.10E+04 (1)	2.21E+04 (2)	100	1	1	48.5	0.8	823.2
4	2.76E+04 (2)	2.76E+04 (2)	80	1	1	90.8	6.6	1152.0
5	0.00E+00 (0)	2.21E+04 (2)	100	1	1	37.8	1.2	469.3
6	2.21E+04 (6)	2.58E+04 (7)	300	1	0	78.2	21.7	266.7
7	4.42E+04 (4)	5.52E+04 (5)	100	1	1	73.3	14.5	331.2
8	7.73E+04 (7)	7.73E+04 (7)	100	2	1	90.8	27.3	298.5
9	2.45E+04 (2)	4.91E+04 (4)	90	1	1	47.2	4.1	311.3
10	3.27E+04 (4)	3.27E+04 (4)	135	1	1	90.8	17.0	473.1
11	3.31E+04 (3)	5.52E+04 (5)	100	1	1	55.7	8.5	276.0
12	2.76E+04 (2)	2.76E+04 (2)	80	1	1	90.8	6.6	1152.0
13	1.38E+04 (1)	4.14E+04 (3)	80	1	1	33.1	0.6	368.8
14	1.10E+04 (1)	2.21E+04 (2)	100	1	1	48.5	0.8	823.2
15	2.21E+04 (2)	3.31E+04 (3)	100	1	1	62.1	5.1	511.3
16	3.31E+04 (3)	5.52E+04 (5)	100	1	1	55.7	8.5	276.0
17	3.31E+04 (3)	5.52E+04 (5)	100	1	1	55.7	8.5	276.0
18	5.52E+04 (3)	5.52E+04 (3)	60	1	1	90.8	12.2	648.8
19	1.10E+04 (1)	2.21E+04 (2)	100	1	1	48.5	0.8	823.2
20	3.31E+04 (3)	3.31E+04 (3)	100	1	1	90.8	12.2	648.8
21	4.42E+04 (4)	3.31E+04 (3)	100	1	1	119.3	20.6	782.7

POOLED

2.85E+04(57) 3.75E+04(75) 2205 1 0 69.2 48.1 98.7

CHI² PROBABILITY (%): 100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

69.2, 57.2 -- 83.5 (-12.0 +14.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 48.1 -- 98.7 (-21.0 +29.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

69.1, 58.0 -- 82.4 (-11.1 +13.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 49.0 -- 97.5 (-20.1 +28.4)

AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: C:\Documents and Settings\bmuceku\Bureau\Muccku\apatite_FT\AM1-02.FTZ

Title: ~Derven AM 102 Pyroxénite grenat ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.88E+05 (17)	1.06E+06 (96)	100	24	5	16.1	8.9	26.9
2	2.07E+05 (15)	8.42E+05 (61)	80	19	5	22.4	11.7	39.4
3	1.73E+05 (11)	8.67E+05 (55)	70	20	5	18.2	8.5	34.8
4	2.05E+05 (13)	9.93E+05 (63)	70	23	6	18.8	9.4	34.1
5	1.10E+05 (7)	7.73E+05 (49)	70	18	5	13.1	4.9	28.6
6	8.83E+04 (8)	6.84E+05 (62)	100	16	4	11.8	4.8	24.4
7	1.32E+05 (12)	7.17E+05 (65)	100	17	4	16.8	8.2	31.1
8	1.35E+05 (11)	7.85E+05 (64)	90	18	5	15.7	7.4	29.6
9	1.99E+05 (18)	8.72E+05 (79)	100	20	5	20.7	11.6	34.6
10	1.55E+05 (14)	7.28E+05 (66)	100	17	4	19.3	9.9	34.4
11	2.45E+05 (20)	9.20E+05 (75)	90	21	5	24.2	13.9	39.8
12	1.77E+05 (16)	7.51E+05 (68)	100	17	4	21.4	11.5	36.9
13	1.99E+05 (18)	7.40E+05 (67)	100	17	4	24.4	13.5	41.2
14	1.55E+05 (14)	8.50E+05 (77)	100	20	4	16.6	8.6	29.2
15	2.08E+05 (17)	7.48E+05 (61)	90	17	4	25.3	13.8	43.5
16	9.93E+04 (9)	8.50E+05 (77)	100	20	4	10.7	4.6	21.1
17	1.55E+05 (14)	6.07E+05 (55)	100	14	4	23.1	11.8	41.8
18	1.55E+05 (14)	9.38E+05 (85)	100	22	5	15.0	7.8	26.3
19	1.93E+05 (14)	7.31E+05 (53)	80	17	5	24.0	12.2	43.5
20	2.62E+05 (19)	1.15E+06 (83)	80	26	6	20.8	11.8	34.3
21	1.99E+05 (18)	1.16E+06 (105)	100	27	5	15.6	8.8	25.6
22	2.43E+05 (22)	8.50E+05 (77)	100	20	4	25.9	15.3	41.8

POOLED

1.75E+05(321) 8.43E+05(1543) 2020 19 1 18.8 16.6 21.2

CHI² PROBABILITY (%): 85.7

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

18.8, 17.6 -- 20.0 (-1.2 +1.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 16.6 -- 21.2 (-2.2 +2.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

18.8, 17.6 -- 20.0 (-1.2 +1.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 16.6 -- 21.3 (-2.2 +2.5)

AGE DISPERSION (%): 0.4

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM1-02_2.FTZ

Title: "Derven AM 102 Pyroxénite grenat ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.41E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	1.89E+05 (12)	9.46E+05 (60)	70	22	6	18.5	8.9	34.3
2	1.99E+05 (9)	8.83E+05 (40)	50	20	6	20.8	8.8	42.9
3	2.21E+05 (10)	8.17E+05 (37)	50	19	6	25.0	10.9	50.5
4	9.46E+04 (6)	3.63E+05 (23)	70	8	3	24.3	7.9	60.0
5	1.55E+05 (14)	7.62E+05 (69)	100	17	4	18.7	9.6	33.2
6	2.21E+05 (20)	8.50E+05 (77)	100	19	4	23.8	13.7	39.1
7	2.65E+05 (24)	8.94E+05 (81)	100	20	5	27.2	16.4	43.0
8	3.19E+05 (26)	9.81E+05 (80)	90	22	5	29.8	18.3	46.6
9	2.08E+05 (17)	8.71E+05 (71)	90	20	5	22.0	12.1	37.5
10	2.33E+05 (19)	9.69E+05 (79)	90	22	5	22.1	12.6	36.5
11	2.87E+05 (26)	1.17E+06 (106)	100	27	5	22.5	14.0	34.6
12	1.99E+05 (18)	1.07E+06 (97)	100	24	5	17.1	9.6	28.2
13	2.54E+05 (23)	8.61E+05 (78)	100	20	4	27.0	16.1	43.3
14	1.10E+05 (10)	6.18E+05 (56)	100	14	4	16.5	7.4	32.2
15	1.77E+05 (16)	7.84E+05 (71)	100	18	4	20.7	11.2	35.7
16	2.32E+05 (21)	9.49E+05 (86)	100	22	5	22.4	13.1	36.2
17	1.88E+05 (17)	7.51E+05 (68)	100	17	4	23.0	12.6	39.2
18	2.10E+05 (19)	1.03E+06 (93)	100	23	5	18.8	10.8	30.8
19	1.88E+05 (17)	9.38E+05 (85)	100	21	5	18.4	10.2	31.0
20	1.77E+05 (16)	9.38E+05 (85)	100	21	5	17.3	9.4	29.5

POOLED

2.07E+05(340) 8.79E+05(1442) 1810 20 1 21.5 19.0 24.3

CHI² PROBABILITY (%): 98.8

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

21.5, 20.2 -- 22.9 (-1.3 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 19.0 -- 24.3 (-2.5 +2.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

21.5 20.2 -- 22.9 (-1.3 +1.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 19.0 -- 24.3 (-2.5 +2.8)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM47-02.FTZ

Title: "Lövruhik AM 4702 Granite "

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1	9.66E+04 (7)	2.90E+05 (21)	80	7	3	30.5	10.8	73.1
2	5.52E+04 (4)	2.35E+05 (17)	80	5	3	21.9	5.2	64.8
3	6.31E+04 (4)	3.15E+05 (20)	70	7	3	18.6	4.5	53.7
4	2.68E+05 (17)	9.46E+05 (60)	70	22	6	25.7	14.0	44.3
5	5.52E+04 (4)	3.59E+05 (26)	80	8	3	14.3	3.5	39.9
6	8.83E+04 (4)	4.64E+05 (21)	50	11	5	17.7	4.3	50.8
7	9.46E+04 (6)	3.94E+05 (25)	70	9	4	22.1	7.3	53.9
8	8.83E+04 (8)	3.42E+05 (31)	100	8	3	23.6	9.2	51.6
9	9.93E+04 (9)	3.42E+05 (31)	100	8	3	26.5	11.0	56.2
10	1.47E+05 (8)	3.13E+05 (17)	60	7	3	42.8	15.9	103.1
11	1.21E+05 (11)	4.97E+05 (45)	100	11	3	22.3	10.3	43.2
12	1.66E+05 (12)	4.42E+05 (32)	80	10	4	34.1	15.9	67.2
13	1.32E+05 (12)	4.19E+05 (38)	100	10	3	28.7	13.5	55.5
14	1.32E+05 (12)	3.86E+05 (35)	100	9	3	31.2	14.6	60.8
15	7.73E+04 (7)	3.31E+05 (30)	100	8	3	21.4	7.8	48.8
16	7.73E+04 (7)	3.42E+05 (31)	100	8	3	20.7	7.6	47.0
17	5.52E+04 (5)	2.21E+05 (20)	100	5	2	23.1	6.6	61.7
18	8.83E+04 (8)	3.64E+05 (33)	100	8	3	22.2	8.7	48.2
19	1.43E+05 (13)	4.30E+05 (39)	100	10	3	30.3	14.7	57.4
20	6.62E+04 (6)	2.87E+05 (26)	100	7	3	21.2	7.0	51.6
21	7.73E+04 (7)	2.32E+05 (21)	100	5	2	30.5	10.8	73.1

POOLED

1.03E+05(171) 3.71E+05(619) 1840 9 1 24.9 20.9 29.6

CHI² PROBABILITY (%): 99.7

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

24.9, 22.8 -- 27.2 (-2.1 +2.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 20.9 -- 29.6 (-3.9 +4.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

24.9, 22.8 -- 27.2 (-2.1 +2.3)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 21.0 -- 29.6 (-3.9 +4.7)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM6-02.FTZ

Title: „Derven AM 602 Grès”

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns) Rhol (cm ⁻²)	(Ni) Sq	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	8.28E+05 (30)	2.57E+06 (93)	40	59	12	29.2 18.6 44.2
2	7.13E+05 (31)	1.31E+06 (57)	48	30	8	49.0 30.6 76.9
3	3.31E+05 (30)	9.60E+05 (87)	100	22	5	31.2 19.8 47.5
4	3.31E+05 (15)	1.06E+06 (48)	50	24	7	28.4 14.7 51.1
5	2.39E+05 (13)	1.07E+06 (58)	60	25	6	20.4 10.2 37.3
6	1.69E+06 (107)	3.85E+06 (244)	70	89	11	39.4 31.4 49.5
7	2.07E+05 (15)	7.59E+05 (55)	80	17	5	24.8 12.9 44.1
8	1.61E+05 (7)	5.06E+05 (22)	48	12	5	29.1 10.4 69.3
9	3.31E+05 (30)	1.06E+06 (96)	100	24	5	28.3 18.0 42.8
10	2.07E+05 (9)	7.82E+05 (34)	48	18	6	24.2 10.1 50.7
11	1.38E+05 (10)	4.28E+05 (31)	80	10	4	29.4 12.7 60.7
12	1.94E+05 (10)	5.03E+05 (26)	57	12	5	35.0 14.9 74.0
13	4.89E+05 (31)	1.69E+06 (107)	70	39	8	26.2 16.9 39.2
14	1.88E+05 (17)	5.52E+05 (50)	100	13	4	30.8 16.6 53.9
15	8.09E+05 (66)	1.80E+06 (147)	90	41	7	40.3 30.1 53.9
16	5.86E+05 (17)	1.28E+06 (37)	32	29	10	41.6 21.9 75.1
17	1.42E+05 (9)	2.84E+05 (18)	70	7	3	45.4 17.8 105.0
18	3.94E+05 (15)	1.37E+06 (52)	42	31	9	26.2 13.6 46.8
19	3.04E+05 (11)	5.79E+05 (21)	40	13	6	47.5 20.6 101.8
20	5.08E+05 (23)	1.57E+06 (71)	50	36	9	29.3 17.4 47.2
21	9.27E+05 (21)	3.05E+06 (69)	25	70	17	27.6 16.0 45.2
22	1.77E+05 (16)	5.52E+05 (50)	100	13	4	29.0 15.3 51.4
23	2.93E+05 (13)	1.10E+06 (49)	49	25	7	24.1 11.9 44.7
24	4.28E+05 (31)	1.45E+06 (105)	80	33	7	26.7 17.2 40.0
25	7.73E+05 (56)	2.15E+06 (156)	80	50	8	32.4 23.4 44.1
26	4.42E+05 (28)	1.37E+06 (87)	70	32	7	29.1 18.2 44.8
27	6.13E+05 (25)	2.13E+06 (87)	45	49	11	26.0 15.9 40.8
28	7.29E+05 (37)	1.60E+06 (81)	56	37	8	41.2 27.1 61.3
29	1.42E+05 (9)	6.62E+05 (42)	70	15	5	19.6 8.3 40.2
30	8.83E+05 (80)	3.42E+06 (310)	100	79	9	23.2 18.1 29.7
31	2.41E+05 (7)	8.97E+05 (26)	32	21	8	24.7 8.9 57.3
32	9.93E+04 (9)	4.08E+05 (37)	100	9	3	22.2 9.3 46.2
33	4.05E+05 (18)	1.67E+06 (74)	49	38	9	22.1 12.3 37.1
34	7.73E+04 (7)	2.76E+05 (25)	100	6	3	25.7 9.2 59.9
35	3.94E+05 (15)	1.05E+06 (40)	42	24	8	34.0 17.4 62.4
36	1.88E+05 (17)	7.62E+05 (69)	100	18	4	22.4 12.3 38.1
37	3.75E+05 (34)	8.28E+05 (75)	100	19	4	40.9 26.4 61.9
38	2.94E+05 (16)	8.83E+05 (48)	60	20	6	30.2 15.9 53.7
39	1.25E+06 (34)	2.47E+06 (67)	30	57	14	45.8 29.3 69.9
40	7.10E+05 (45)	2.68E+06 (170)	70	62	9	23.9 16.8 33.3
41	3.42E+05 (13)	9.99E+05 (38)	42	23	7	31.1 15.1 59.0
42	4.14E+05 (24)	1.33E+06 (77)	64	31	7	28.2 17.0 44.9
43	1.38E+05 (10)	5.66E+05 (41)	80	13	4	22.3 9.8 44.6
44	3.86E+05 (28)	1.19E+06 (86)	80	27	6	29.5 18.4 45.4
45	1.12E+06 (57)	3.43E+06 (174)	56	79	12	29.6 21.5 40.0

46 3.53E+05 (32) 7.62E+05 (69) 100 18 4 41.9 26.6 64.3
 47 1.66E+05 (15) 6.07E+05 (55) 100 14 4 24.8 12.9 44.1
 48 3.20E+05 (29) 9.27E+05 (84) 100 21 5 31.2 19.7 47.9
 49 7.36E+04 (6) 2.08E+05 (17) 90 5 2 32.3 10.3 84.2
 50 7.28E+05 (33) 1.43E+06 (65) 50 33 8 45.8 29.1 70.4
 POOLED
 4.10E+05(1261) 1.21E+06(3727) 3395 28 1 30.5 28.4 32.8
 CHI^2 PROBABILITY (%): 38.6
 POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 30.5, 29.4 -- 31.6 (-1.1 +1.1)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 28.4 -- 32.8 (-2.1 +2.3)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 30.4, 29.2 -- 31.7 (-1.2 +1.3)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 28.1 -- 33.0 (-2.4 +2.6)
 AGE DISPERSION (%): 10.8

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM11-03.FTZ

Title: «Shëmri AM 1103 Plagiogranite »

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.43E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns) Rhol (cm ⁻²)	(Ni) Sq	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	3.31E+05 (21)	3.63E+05 (23)	70	8	3	83.3 43.9 156.4
2	2.37E+05 (15)	2.05E+05 (13)	70	5	3	104.8 46.8 237.3
3	6.62E+05 (18)	4.78E+05 (13)	30	11	6	125.4 58.6 276.0
4	4.97E+05 (45)	2.98E+05 (27)	100	7	3	150.7 92.2 251.4
5	2.41E+05 (14)	1.55E+05 (9)	64	4	2	140.3 57.3 363.4
6	1.47E+05 (4)	2.21E+05 (6)	30	5	4	61.6 12.7 252.9
7	2.10E+05 (19)	2.21E+05 (20)	100	5	2	86.6 43.8 169.8
8	4.91E+05 (16)	3.07E+05 (10)	36	7	4	144.3 62.3 352.1
9	5.86E+05 (17)	3.45E+05 (10)	32	8	5	153.1 67.1 370.3
10	1.88E+05 (17)	1.66E+05 (15)	100	4	2	103.0 48.6 219.8
11	1.93E+05 (14)	1.66E+05 (12)	80	4	2	105.9 45.8 248.5
12	1.93E+05 (14)	1.52E+05 (11)	80	3	2	115.4 49.0 278.2
POOLED						
	2.98E+05(214)	2.36E+05(169)	792	5	1	114.8 93.8 140.6
	CHI^2 PROBABILITY (%)					89.4
	POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):					114.8, 103.5 -- 127.3 (-11.3 +12.5)
	95% CONF. INTERVAL(Ma):					93.8 -- 140.6 (-21.1 +25.7)
	CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):					115.1, 103.8 -- 127.7 (-11.3 +12.5)
	95% CONF. INTERVAL(Ma):					94.0 -- 141.0 (-21.1 +25.9)
	AGE DISPERSION (%)					0.3

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM25-03.FTZ

Title: .. AM 2503 Grès"

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 4.23E+05 (23) 1.12E+06 (61) 60 26 7 34.1 20.1 55.6
 2 3.04E+05 (11) 8.00E+05 (29) 40 18 7 34.5 15.4 70.3
 3 2.30E+05 (10) 5.29E+05 (23) 48 12 5 39.5 16.7 85.2
 4 2.10E+05 (19) 4.97E+05 (45) 100 11 3 38.2 21.0 66.2
 5 8.55E+05 (62) 2.64E+06 (191) 80 61 9 29.2 21.9 38.9
 6 8.83E+04 (8) 2.43E+05 (22) 100 6 2 33.2 12.6 76.1
 7 7.73E+04 (7) 2.76E+05 (25) 100 6 3 25.7 9.2 59.9
 8 1.66E+05 (9) 5.52E+05 (30) 60 13 5 27.4 11.3 58.3
 9 9.46E+04 (6) 1.73E+05 (11) 70 4 2 49.7 14.9 143.7
 10 4.14E+04 (3) 1.24E+05 (9) 80 3 2 31.1 5.2 119.5
 11 1.96E+05 (16) 6.38E+05 (52) 90 15 4 27.9 14.8 49.3
 12 6.62E+04 (6) 1.55E+05 (14) 100 4 2 39.2 12.2 106.3
 13 2.87E+05 (26) 5.63E+05 (51) 100 13 4 46.0 27.5 74.8
 14 2.94E+05 (16) 9.75E+05 (53) 60 22 6 27.4 14.5 48.3
 15 2.76E+05 (20) 6.35E+05 (46) 80 15 4 39.3 22.0 67.4
 16 2.21E+05 (18) 4.91E+05 (40) 90 11 4 40.7 21.9 72.1
 17 2.43E+05 (22) 6.95E+05 (63) 100 16 4 31.6 18.4 51.8
 18 5.93E+05 (43) 1.38E+06 (100) 80 32 6 38.8 26.4 55.8
 19 2.54E+05 (23) 7.73E+05 (70) 100 18 4 29.7 17.6 48.0
 20 3.45E+05 (15) 7.59E+05 (33) 48 17 6 41.2 20.7 77.3
 21 2.21E+05 (20) 6.95E+05 (63) 100 16 4 28.8 16.4 47.9
 22 1.21E+05 (11) 2.54E+05 (23) 100 6 2 43.4 19.0 91.6
 23 4.42E+05 (40) 9.05E+05 (82) 100 21 5 44.0 29.3 64.7
 24 1.32E+05 (12) 3.42E+05 (31) 100 8 3 35.2 16.3 69.6
 25 6.90E+04 (5) 1.38E+05 (10) 80 3 2 45.7 12.1 143.4
 26 2.10E+05 (19) 6.07E+05 (55) 100 14 4 31.3 17.5 53.2
 27 8.83E+04 (8) 1.88E+05 (17) 100 4 2 42.8 15.9 103.1
 28 5.30E+05 (48) 1.24E+06 (112) 100 28 5 38.7 26.9 54.5
 29 4.83E+05 (35) 1.05E+06 (76) 80 24 6 41.6 27.0 62.6
 30 5.05E+05 (32) 1.06E+06 (67) 70 24 6 43.1 27.3 66.3
 31 1.55E+05 (14) 3.53E+05 (32) 100 8 3 39.6 19.4 75.7
 32 1.32E+05 (12) 2.98E+05 (27) 100 7 3 40.3 18.5 81.4
 33 6.95E+05 (63) 1.95E+06 (177) 100 45 7 32.0 24.0 42.7

POOLED

2.67E+05(682) 6.82E+05(1740) 2816 16 1 35.3 32.1 38.8

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

35.3, 33.6 -- 37.0 (-1.7 +1.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.1 -- 38.8 (-3.2 +3.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

35.3, 33.6 -- 37.0 (-1.7 +1.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.1 -- 38.8 (-3.2 +3.5)

AGE DISPERSION (%): 0.3

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM15-00_1.FTZ

Title: ..Gash AM 0015 ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 3.52E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.81 EFFECTIVE URANIUM

CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 1.03E-06

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 2.77E+04 (2) 5.55E+04 (4) 70 2 2 30.7 2.7 204.2
 2 2.27E+05 (14) 3.72E+05 (23) 60 13 5 36.3 17.2 73.0
 3 4.16E+04 (3) 8.32E+04 (6) 70 3 2 30.4 4.8 137.8
 4 7.28E+04 (6) 1.09E+05 (9) 80 4 2 39.9 11.6 123.5
 5 5.55E+04 (4) 1.25E+05 (9) 70 4 3 26.9 5.9 94.0
 6 1.25E+05 (9) 1.25E+05 (9) 70 4 3 59.2 20.9 166.9
 7 9.71E+04 (9) 1.29E+05 (12) 90 5 3 44.6 16.6 114.3

POOLED

8.95E+04(47) 1.37E+05(72) 510 5 1 38.8 26.2 56.6

CHI² PROBABILITY (%): 95.1

>> Possible upward bias in Chi² probability due to low counts

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

38.8, 31.6 -- 47.4 (-7.2 +8.7)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 26.2 -- 56.6 (-12.5 +17.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

38.7, 32.1 -- 46.7 (-6.6 +8.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 26.8 -- 55.9 (-11.9 +17.2)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM15-00_2.FTZ

Title: ..Gashi AM 0015 ..

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.12E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.80 EFFECTIVE URANIUM

CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 3.68E+04 (2) 1.47E+05 (8) 60 4 2 22.8 2.2 107.5
 2 2.58E+05 (14) 5.33E+05 (29) 60 13 5 41.9 20.4 81.1
 3 9.20E+04 (5) 2.58E+05 (14) 60 6 3 31.4 8.7 90.1
 4 8.28E+04 (6) 2.48E+05 (18) 80 6 3 29.3 9.4 75.4
 5 2.21E+05 (4) 4.42E+05 (8) 20 11 7 43.9 9.5 159.5
 6 1.26E+05 (8) 2.21E+05 (14) 70 5 3 49.7 17.9 125.1
 7 2.07E+05 (12) 3.10E+05 (18) 64 7 3 57.7 25.3 125.3

POOLED

1.36E+05(51) 2.91E+05(109) 414 7 1 40.4 28.4 56.7

CHI² PROBABILITY (%): 85.9

>>Possible upward bias in Chi² probability due to low counts

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

40.4, 33.6 -- 48.4 (-6.8 +8.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 28.4 -- 56.7 (-12.1 +16.3)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

40.3, 34.0 -- 47.8 (-6.3 +7.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 28.9 -- 56.3 (-11.4 +15.9)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muccku\apatite_FT\AM36-02.FTZ

Title: „Përrenjas AM 3602 “

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 9.93E+04 (9) 3.09E+05 (28) 100 7 3 29.3 12.0 63.0
 2 9.81E+04 (8) 3.80E+05 (31) 90 9 3 23.6 9.2 51.6
 3 2.05E+05 (13) 8.99E+05 (57) 70 21 5 20.8 10.3 38.0
 4 1.21E+05 (11) 4.42E+05 (40) 100 10 3 25.1 11.5 49.1
 5 9.93E+04 (9) 3.42E+05 (31) 100 8 3 26.5 11.0 56.2
 6 1.21E+05 (11) 3.42E+05 (31) 100 8 3 32.3 14.5 65.2
 7 1.21E+05 (11) 3.20E+05 (29) 100 7 3 34.5 15.4 70.3
 8 8.58E+04 (7) 2.70E+05 (22) 90 6 3 29.1 10.4 69.3
 9 1.21E+05 (11) 3.97E+05 (36) 100 9 3 27.8 12.7 55.2
 10 1.10E+05 (8) 3.73E+05 (27) 80 9 3 27.1 10.5 60.3
 11 1.43E+05 (13) 4.30E+05 (39) 100 10 3 30.3 14.7 57.4
 12 2.54E+05 (23) 6.73E+05 (61) 100 15 4 34.1 20.1 55.6
 13 1.21E+05 (11) 4.64E+05 (42) 100 11 3 23.9 11.0 46.6
 14 5.52E+04 (5) 2.43E+05 (22) 100 6 2 21.0 6.1 55.3
 15 1.10E+05 (9) 3.68E+05 (30) 90 8 3 27.4 11.3 58.3
 16 1.32E+05 (12) 3.86E+05 (35) 100 9 3 31.2 14.6 60.8
 17 1.59E+05 (13) 4.17E+05 (34) 90 10 3 34.7 16.7 66.8
 18 1.21E+05 (11) 3.75E+05 (34) 100 9 3 29.4 13.3 58.8
 19 9.93E+04 (9) 3.64E+05 (33) 100 8 3 24.9 10.4 52.4
 20 1.21E+05 (11) 4.08E+05 (37) 100 9 3 27.1 12.3 53.5
 21 1.96E+05 (16) 5.15E+05 (42) 90 12 4 34.5 18.0 62.2
 22 1.10E+05 (10) 3.42E+05 (31) 100 8 3 29.4 12.7 60.7

POOLED

1.27E+05(241) 4.06E+05(772) 2100 9 1 28.1 24.2 32.6

CHI² PROBABILITY (%):100.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

28.1, 26.1 -- 30.3 (-2.0 +2.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 24.2 -- 32.6 (-3.9 +4.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

28.1, 26.1 -- 30.3 (-2.0 +2.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 24.3 -- 32.6 (-3.9 +4.5)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D\ Muccku\apatite_FT\AM2903-A.FTZ

Title: «Durrës AM29-02/A Granite “

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) RhoI (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 7.73E+04 (7) 3.31E+05 (30) 100 8 3 21.4 7.8 48.8
 2 1.38E+05 (10) 3.45E+05 (25) 80 8 3 36.4 15.5 77.4
 3 1.32E+05 (12) 3.64E+05 (33) 100 8 3 33.0 15.4 64.9
 4 1.32E+05 (6) 3.75E+05 (17) 50 9 4 32.3 10.3 84.2
 5 1.26E+05 (8) 3.78E+05 (24) 70 9 4 30.4 11.7 68.9
 6 8.83E+04 (8) 3.86E+05 (35) 100 9 3 20.9 8.3 45.1
 7 1.10E+05 (9) 3.07E+05 (25) 90 7 3 32.8 13.3 71.6
 8 1.72E+05 (14) 4.91E+05 (40) 90 11 4 31.8 15.9 59.1
 9 9.93E+04 (9) 3.75E+05 (34) 100 9 3 24.2 10.1 50.7
 10 6.90E+04 (5) 2.35E+05 (17) 80 5 3 27.1 7.7 74.6
 11 4.42E+04 (4) 1.43E+05 (13) 100 3 2 28.5 6.6 89.3
 12 7.73E+04 (7) 2.32E+05 (21) 100 5 2 30.5 10.8 73.1
 13 1.40E+05 (8) 3.68E+05 (21) 63 8 4 34.7 13.2 80.4
 14 1.21E+05 (11) 4.42E+05 (40) 100 10 3 25.1 11.5 49.1
 15 4.28E+05 (31) 1.13E+06 (82) 80 26 6 34.2 21.8 52.0
 16 1.10E+05 (7) 3.00E+05 (19) 70 7 3 33.7 11.8 82.1
 17 8.83E+04 (8) 3.97E+05 (36) 100 9 3 20.4 8.1 43.8
 18 1.38E+05 (10) 3.86E+05 (28) 80 9 3 32.5 14.0 68.1
 19 6.90E+04 (5) 2.07E+05 (15) 80 5 2 30.7 8.6 86.6
 20 1.42E+05 (9) 3.31E+05 (21) 70 8 3 39.0 15.6 87.6
 21 7.88E+04 (4) 2.37E+05 (12) 56 5 3 30.8 7.1 98.6
 22 1.32E+05 (12) 4.19E+05 (38) 100 10 3 28.7 13.5 55.5
 23 8.58E+04 (7) 4.17E+05 (34) 90 10 3 18.9 7.0 42.5
 24 1.58E+05 (10) 3.78E+05 (24) 70 9 4 37.9 16.0 81.1
 25 7.73E+04 (7) 2.21E+05 (20) 100 5 2 32.0 11.3 77.4

POOLED

1.19E+05(228) 3.67E+05(704) 2119 8 1 29.2 25.0 34.0

CHI² PROBABILITY (%):100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

29.2, 27.0 -- 31.5 (-2.2 +2.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.0 -- 34.0 (-4.1 +4.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

29.2, 27.0 -- 31.5 (-2.2 +2.4)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.0 -- 34.0 (-4.1 +4.8)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\apatite_FT\AM37-02.FTZ

Title: „Maliq AM 3702 Grès“

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.86E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.95 EFFECTIVE URANIUM

CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 3.45E+04 (1) 9.31E+05 (27) 32 20 7 4.2 0.1 22.2
 2 3.07E+04 (1) 3.07E+04 (1) 36 1 1 98.2 1.3 5097.3
 3 5.98E+05 (13) 4.32E+06 (94) 24 91 19 13.8 7.0 24.5
 4 2.52E+05 (8) 1.80E+06 (57) 35 38 10 14.1 5.7 29.2
 5 6.62E+04 (3) 8.61E+05 (39) 50 18 6 8.0 1.5 23.9
 6 6.62E+04 (3) 8.83E+04 (4) 50 2 2 74.7 10.9 424.5
 7 1.10E+05 (3) 1.10E+05 (3) 30 2 2 98.2 13.2 699.5
 8 1.84E+05 (5) 9.93E+05 (27) 30 21 8 18.8 5.5 48.1
 9 1.55E+05 (9) 6.55E+05 (38) 64 14 4 23.7 10.0 49.1
 10 2.76E+05 (10) 5.52E+05 (20) 40 12 5 49.7 20.6 109.8
 11 1.55E+05 (7) 6.40E+05 (29) 50 13 5 24.3 8.8 55.5
 12 3.15E+05 (12) 1.02E+06 (39) 42 22 7 30.7 14.5 59.1
 13 1.29E+05 (7) 6.44E+05 (35) 60 14 5 20.1 7.4 45.1
 14 1.58E+05 (10) 6.15E+05 (39) 70 13 4 25.6 11.3 51.6
 15 4.42E+04 (2) 6.84E+05 (31) 50 14 5 6.8 0.7 25.0
 16 4.91E+05 (16) 1.84E+06 (60) 36 39 10 26.5 14.2 46.3
 17 7.91E+05 (43) 1.21E+06 (66) 60 25 6 64.2 42.7 95.4
 18 4.73E+04 (3) 1.26E+05 (8) 70 3 2 38.2 6.3 152.8
 19 3.86E+05 (21) 9.38E+05 (51) 60 20 6 40.8 23.2 68.6
 20 1.10E+05 (7) 3.78E+05 (24) 70 8 3 29.3 10.5 68.7
 21 6.99E+05 (19) 1.21E+06 (33) 30 25 9 56.9 30.5 102.4
 22 2.21E+05 (10) 1.10E+06 (50) 50 23 7 20.0 8.9 39.4
 23 7.88E+04 (2) 7.88E+05 (20) 28 17 7 10.6 1.1 40.6
 24 2.30E+04 (1) 9.20E+04 (4) 48 2 2 27.2 0.5 245.3
 25 4.19E+05 (38) 1.00E+06 (91) 100 21 4 41.3 27.5 60.7
 26 1.97E+05 (5) 1.10E+06 (28) 28 23 9 18.1 5.3 46.2
 27 1.10E+04 (1) 6.62E+04 (6) 100 1 1 18.4 0.4 134.5
 28 5.99E+05 (38) 2.13E+06 (135) 70 45 8 27.9 18.9 40.1
 29 6.44E+05 (7) 2.67E+06 (29) 12 56 21 24.3 8.8 55.5
 30 9.20E+04 (5) 7.73E+05 (42) 60 16 5 12.1 3.6 29.7
 31 2.76E+05 (10) 7.45E+05 (27) 40 16 6 36.9 15.8 77.7
 32 1.84E+04 (1) 5.52E+04 (3) 60 1 1 35.8 0.6 398.3
 33 1.84E+05 (6) 1.10E+06 (36) 36 23 8 16.8 5.7 39.4
 34 3.09E+05 (14) 1.72E+06 (78) 50 36 8 17.9 9.3 31.5
 35 2.21E+04 (2) 2.10E+05 (19) 100 4 2 11.1 1.2 43.0
 36 6.31E+04 (4) 1.73E+05 (11) 70 4 2 36.8 8.3 120.3
 37 1.58E+04 (1) 9.46E+04 (6) 70 2 2 18.4 0.4 134.5
 38 2.37E+05 (12) 7.88E+05 (40) 56 17 5 29.9 14.2 57.5
 39 3.31E+05 (21) 1.31E+06 (83) 70 27 6 25.1 14.7 40.7
 40 1.66E+05 (12) 5.52E+05 (40) 80 12 4 29.9 14.2 57.5
 41 6.13E+04 (2) 1.10E+06 (36) 36 23 8 5.9 0.6 21.3
 42 4.60E+04 (2) 4.60E+04 (2) 48 1 1 98.2 7.2 1238.3
 43 1.10E+05 (6) 8.46E+05 (46) 60 18 5 13.2 4.5 30.2
 44 4.42E+05 (40) 1.55E+06 (140) 100 32 6 28.3 19.3 40.3
 45 5.52E+04 (3) 3.86E+05 (21) 60 8 4 14.8 2.7 47.2
 46 2.76E+05 (7) 1.18E+06 (30) 28 25 9 23.5 8.6 53.4
 47 1.26E+05 (4) 5.68E+05 (18) 35 12 6 22.6 5.4 66.4

POOLED

2.03E+05(457) 7.85E+05(1766) 2484 16 1 25.6 22.9 28.5

CHI² PROBABILITY (%): 0.0

>>Possible upward bias in Chi² probability due to low counts

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

25.6, 24.2 -- 27.0 (-1.4 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 22.9 -- 28.5 (-2.6 +2.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

24.5, 22.4 -- 26.7 (-2.0 +2.2)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 20.7 -- 28.9 (-3.8 +4.5)

AGE DISPERSION (%): 39.1

Datafile: C:\Documents and Settings\bmuceku\Bureau\Muceku\

apatite_FT\AM2903_B.FTZ

Title: «Durrës AM 2903/B Matrice»

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 5.35E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77 EFFECTIVE URANIUM

CONTENT OF MONITOR (ppm): 12.30

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 337.88 5.30

SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

1 3.64E+05 (33) 8.72E+05 (79) 100 20 5 37.7 24.3 57.1
 2 5.41E+05 (49) 1.17E+06 (106) 100 27 5 41.7 29.1 58.9
 3 1.88E+05 (17) 6.62E+05 (60) 100 15 4 25.7 14.0 44.3
 4 3.31E+05 (21) 9.93E+05 (63) 70 23 6 30.2 17.4 49.8
 5 1.47E+05 (8) 3.50E+05 (19) 60 8 4 38.4 14.4 90.3
 6 8.83E+04 (8) 1.77E+05 (16) 100 4 2 45.4 16.7 110.9
 7 1.32E+05 (12) 3.31E+05 (30) 100 8 3 36.3 16.8 72.3
 8 1.77E+05 (16) 4.08E+05 (37) 100 9 3 39.2 20.2 71.6
 9 3.31E+05 (30) 9.27E+05 (84) 100 21 5 32.3 20.5 49.3
 10 1.35E+05 (11) 4.66E+05 (38) 90 11 3 26.4 12.0 52.0
 11 7.85E+05 (64) 1.74E+06 (142) 90 40 7 40.6 29.7 54.8
 12 3.31E+04 (3) 9.93E+04 (9) 100 2 1 31.1 5.2 119.5
 13 4.42E+04 (4) 1.88E+05 (17) 100 4 2 21.9 5.2 64.8
 14 8.83E+04 (8) 2.54E+05 (23) 100 6 2 31.7 12.1 72.3
 15 1.77E+05 (16) 5.52E+05 (50) 100 13 4 29.0 15.3 51.4
 16 3.63E+05 (23) 6.94E+05 (44) 70 16 5 47.2 27.1 79.4
 17 3.20E+05 (29) 6.07E+05 (55) 100 14 4 47.6 29.2 75.6
 18 4.54E+05 (37) 8.34E+05 (68) 90 19 5 49.0 31.9 74.0
 19 9.27E+05 (84) 2.19E+06 (198) 100 50 7 38.1 29.5 49.2
 20 2.54E+05 (23) 5.74E+05 (52) 100 13 4 40.0 23.3 66.1
 21 1.52E+05 (11) 3.31E+05 (24) 80 8 3 41.6 18.3 87.2
 22 5.41E+05 (49) 9.82E+05 (89) 100 23 5 49.6 34.2 70.9
 23 1.43E+05 (13) 4.08E+05 (37) 100 9 3 31.9 15.5 60.8
 24 2.43E+05 (22) 5.08E+05 (46) 100 12 3 43.2 24.7 72.9
 25 2.32E+05 (21) 7.28E+05 (66) 100 17 4 28.8 16.7 47.4
 26 5.15E+05 (42) 1.12E+06 (91) 90 26 5 41.6 28.1 60.4
 27 9.93E+04 (9) 5.30E+05 (48) 100 12 4 17.2 7.3 34.8
 28 2.98E+05 (27) 9.27E+05 (84) 100 21 5 29.1 18.1 45.1

POOLED

2.88E+05(690) 7.00E+05(1675) 2640 16 1 37.1 33.7 40.8

CHI² PROBABILITY (%): 72.4

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

37.1, 35.3 -- 38.9 (-1.8 +1.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 33.7 -- 40.8 (-3.4 +3.7)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

37.1, 35.3 -- 38.9 (-1.8 +1.8)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 33.7 -- 40.8 (-3.4 +3.7)

AGE DISPERSION (%): 0.8

ANNEXE 2 Résultats analytiques des datations réalisées sur zircons dans les Albanides.

Datafile: D:\Muceku\zircon_FT\z.AM13-03.FTZ

Title: «Arëst AM 1303 Granite »

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 1.74E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.77

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 39.80

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 142.67 3.80

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07**GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER**

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	1.40E+07 (127)		1.21E+06 (11)		10 277 163	140.2 77.1	288.5
2	7.48E+06 (271)		6.35E+05 (23)		40 145 60	144.0 94.9	231.1
3	1.06E+07 (202)		7.36E+05 (14)		21 168 88	175.2 103.7	325.9
4	1.45E+07 (197)		1.03E+06 (14)		15 235 124	170.9 101.1	318.2
5	1.10E+07 (160)		6.90E+05 (10)		16 157 97	193.1 104.6	409.8
6	1.10E+07 (90)		8.58E+05 (7)		9 196 143	154.7 74.1	396.8
7	1.52E+07 (290)		9.46E+05 (18)		21 216 100	195.7 123.4	334.3
8	1.05E+07 (86)		8.58E+05 (7)		9 196 143	147.9 70.7	380.2
9	9.93E+06 (270)		5.89E+05 (16)		30 134 66	204.6 125.7	362.3
10	1.37E+07 (198)		8.97E+05 (13)		16 205 111	184.6 107.4	352.4
11	1.02E+07 (74)		6.90E+05 (5)		8 157 134	176.3 75.0	558.9
12	1.05E+07 (133)		6.31E+05 (8)		14 144 99	199.8 101.2	471.4
13	2.08E+07 (188)		1.43E+06 (13)		10 327 178	175.4 101.9	335.4
14	8.71E+06 (71)		7.36E+05 (6)		9 168 132	142.1 64.1	401.9
15	9.38E+06 (136)		6.21E+05 (9)		16 142 92	182.3 95.4	406.9

POOLED

1.13E+07(2493) 7.87E+05(174) 244 180 27 175.3 149.3 205.8

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

175.3, 161.5 -- 190.3 (-13.8 +15.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 149.3 -- 205.8 (-26.0 +30.5)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

175.8, 162.0 -- 190.9 (-13.9 +15.0)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 149.7 -- 206.5 (-26.1 +30.6)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\zircon_FT\z.AM16-03.FTZ

Title: «Fierëz AM 1603 Granite »

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 1.77E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.85

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 39.80

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 142.67 3.80

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07**GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER**

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	1.18E+07 (429)		1.57E+06 (57)		40 354 94	93.3 70.6	123.3
2	1.05E+07 (223)		1.01E+06 (22)		24 228 96	125.6 81.7	204.7
3	8.34E+06 (68)		9.81E+05 (8)		9 221 152	104.3 51.2	253.0
4	1.19E+07 (215)		1.60E+06 (29)		20 361 133	92.3 62.9	141.3
5	1.23E+07 (222)		1.43E+06 (26)		20 323 126	106.1 71.1	166.2
6	1.31E+07 (237)		1.43E+06 (26)		20 323 126	113.2 76.0	177.1
7	1.08E+07 (137)		1.26E+06 (16)		14 284 140	106.0 63.8	191.2
8	1.39E+07 (176)		1.73E+06 (22)		14 391 165	99.4 64.2	162.9
9	1.68E+07 (305)		1.77E+06 (32)		20 398 140	118.4 82.7	176.3
10	1.74E+07 (63)		2.48E+06 (9)		4 560 363	86.3 43.5	198.7
11	1.79E+07 (65)		2.48E+06 (9)		4 560 363	89.0 44.9	204.6
12	1.42E+07 (103)		1.52E+06 (11)		8 342 202	115.4 62.9	239.2

POOLED

1.26E+07(2243) 1.50E+06(267) 197 337 42 104.8 91.4 120.2

CHI² PROBABILITY (%): 99.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

104.8, 97.7 -- 112.4 (-7.1 +7.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 91.4 -- 120.2 (-13.4 +15.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

105.0, 97.9 -- 112.6 (-7.1 +7.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 91.5 -- 120.4 (-13.5 +15.4)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muceku\zircon_FT\z.AM8-00.FTZ
 Title: « Shistavec AM 008 Monzonite »
NEW PARAMETERS - ZETA METHOD
 EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR
 (tracks/cm²): 1.97E+05
 RELATIVE ERROR (%): 0.78
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR
 (ppm): 39.80
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR
 (yr cm²): 142.67 3.80
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 9.06E-07
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER
 Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)
 no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--
 1 3.68E+07 (333) 4.08E+06 (37) 10 825 270 124.7 89.2 180.2
 2 5.23E+07 (237) 6.40E+06 (29) 5 1294 477 113.2 77.4 172.9
 3 6.29E+07 (342) 6.25E+06 (34) 6 1264 431 139.2 98.4 204.2
 4 3.79E+07 (206) 3.68E+06 (20) 6 744 329 142.0 90.6 237.5
 POOLED 4.57E+07(1118) 4.91E+06(120) 27 992 182 129.0
 106.3 156.6
 CHI² PROBABILITY (%): 83.8
 POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 129.0, 116.9 -- 142.4 (-12.1 +13.4)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 106.3 -- 156.6 (-22.7 +27.5)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 129.6, 117.3 -- 143.0 (-12.2 +13.5)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 106.7 -- 157.3 (-22.9 +27.7)
 AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muceku\zircon_FT\z.AM39-02_1.FTZ
 Title: «Boboshtice AM 3902 Tuf»
NEW PARAMETERS - ZETA METHOD
 EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR
 (tracks/cm²): 2.23E+05
 RELATIVE ERROR (%): 1.53
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR
 (ppm): 39.80
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR
 (yr cm²): 142.67 3.80
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 9.06E-07
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER
 Grain RhoS (Ns) Rhol (Ni) Squares U+/-2s Grain Age (Ma)
 no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--
 1 5.52E+06 (80) 3.38E+06 (49) 16 602 172 25.9 18.0 37.9
 2 5.00E+06 (136) 3.42E+06 (93) 30 610 127 23.1 17.7 30.3
 3 4.32E+06 (47) 2.58E+06 (28) 12 459 172 26.6 16.4 44.3
 4 4.68E+06 (89) 3.36E+06 (64) 21 599 150 22.1 15.9 31.0
 5 5.58E+06 (182) 2.73E+06 (89) 36 486 104 32.3 24.9 41.9
 6 6.24E+06 (113) 3.15E+06 (57) 20 560 149 31.5 22.7 44.2
 7 5.52E+06 (90) 3.31E+06 (54) 18 590 161 26.5 18.7 37.9
 8 5.98E+06 (130) 3.59E+06 (78) 24 639 146 26.3 19.8 35.1
 9 4.32E+06 (47) 2.30E+06 (25) 12 410 163 29.8 18.0 50.6
 10 2.94E+06 (40) 2.13E+06 (29) 15 380 140 21.9 13.3 36.7
 11 3.53E+06 (160) 1.83E+06 (83) 50 326 72 30.5 23.2 39.9
 12 5.19E+06 (94) 2.25E+06 (41) 20 403 126 36.4 25.0 53.9
 13 4.05E+06 (110) 2.13E+06 (58) 30 380 100 30.1 21.7 42.2

POOLED
 4.79E+06(1318) 2.72E+06(748) 304 484 38 28.0 25.1 31.2
 CHI² PROBABILITY (%): 61.0
 POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 28.0, 26.5 -- 29.6 (-1.5 +1.6)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.1 -- 31.2 (-2.9 +3.2)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 28.0, 26.5 -- 29.6 (-1.5 +1.6)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 25.1 -- 31.2 (-2.9 +3.2)
 AGE DISPERSION (%): 1.1

Datafile: D:\Muceku\zircon_FT\z.AM03-03.FTZ
 Title: «Peladhi AM 0303 Granite»
NEW PARAMETERS - ZETA METHOD
 EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR
 (tracks/cm²): 1.76E+05
 RELATIVE ERROR (%): 0.85
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR
 (ppm): 39.80
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR
 (yr cm²): 142.67 3.80
 SIZE OF COUNTER SQUARE
 (cm²): 9.06E-07
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER
 Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U+/-2s Grain Age (Ma)
 no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--
 1 1.50E+07 (190) 1.18E+06 (15) 14 267 136 155.5 93.3 283.5
 2 1.12E+07 (61) 7.36E+05 (4) 6 166 157 182.0 70.7 687.2
 3 1.13E+07 (102) 8.83E+05 (8) 10 200 137 155.2 77.7 370.0
 4 7.73E+06 (63) 6.13E+05 (5) 9 139 118 151.8 64.0 485.3
 5 6.73E+06 (122) 6.07E+05 (11) 20 137 81 135.9 74.7 280.2
 6 1.50E+07 (136) 1.10E+06 (10) 10 250 154 166.0 89.4 354.3
 7 8.46E+06 (92) 6.44E+05 (7) 12 146 106 159.5 76.5 408.7
 8 7.12E+06 (129) 5.52E+05 (10) 20 125 77 157.6 84.7 336.9
 9 8.57E+06 (233) 6.99E+05 (19) 30 158 72 151.0 95.6 255.3
 10 1.62E+07 (88) 1.29E+06 (7) 6 291 213 152.7 73.0 392.0
 POOLED
 9.80E+06(1216) 7.73E+05(96) 137 175 36 156.3 126.4 193.1
 CHI² PROBABILITY (%):100.0
 POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 156.3, 140.3 -- 174.1 (-16.0 +17.8)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 126.4 -- 193.1 (-29.9 +36.8)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):
 157.1, 141.0 -- 175.1 (-16.1 +18.0)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 127.0 -- 194.2 (-30.1 +37.1)
 AGE DISPERSION (%): 0.0

Datafile: D:\Muccku\zircon_FT\z.AM16-03.FTZ

Title: «Fierëz AM 1603 Granite»

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 1.77E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.85

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 39.80

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 142.67 3.80

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ^{+/-2s}	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	1.18E+07 (429)		1.57E+06 (57)		40 354 94	93.3 70.6 123.3	
2	1.03E+07 (223)		1.01E+06 (22)		24 228 96	125.6 81.7 204.7	
3	8.34E+06 (68)		9.81E+05 (8)		9 221 152	104.3 51.2 253.0	
4	1.19E+07 (215)		1.60E+06 (29)		20 361 133	92.3 62.9 141.3	
5	1.23E+07 (222)		1.43E+06 (26)		20 323 126	106.1 71.1 166.2	
6	1.31E+07 (237)		1.43E+06 (26)		20 323 126	113.2 76.0 177.1	
7	1.08E+07 (137)		1.26E+06 (16)		14 284 140	106.0 63.8 191.2	
8	1.39E+07 (176)		1.73E+06 (22)		14 391 165	99.4 64.2 162.9	
9	1.68E+07 (305)		1.77E+06 (32)		20 398 140	118.4 82.7 176.3	
10	1.74E+07 (63)		2.48E+06 (9)		4 560 363	86.3 43.5 198.7	
11	1.79E+07 (65)		2.48E+06 (9)		4 560 363	89.0 44.9 204.6	
12	1.42E+07 (103)		1.52E+06 (11)		8 342 202	115.4 62.9 239.2	

POOLED

1.26E+07(2243) 1.50E+06(267) 197 337 42 104.8 91.4 120.2

CHI² PROBABILITY (%): 99.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

104.8, 97.7 -- 112.4 (-7.1 +7.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 91.4 -- 120.2 (-13.4 +15.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

105.0, 97.9 -- 112.6 (-7.1 +7.6)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 91.5 -- 120.4 (-13.5 +15.4)

AGE DISPERSION (%): 0.1

Datafile: D:\Muccku\zircon_FT\z.AM14-03.FTZ

Title: «Gashi AM 1403 Granodiorite»

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 1.77E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.85

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 39.80

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 142.67 3.80

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ^{+/-2s}	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	5.10E+06 (97)		1.10E+06 (21)		21 249 107	57.6 35.9 97.5	
2	3.89E+06 (88)		7.06E+05 (16)		25 159 78	68.3 40.2 125.3	
3	5.52E+06 (135)		8.18E+05 (20)		27 184 81	83.9 52.7 142.1	
4	5.46E+06 (198)		7.17E+05 (26)		40 162 63	94.7 63.2 148.8	
5	8.24E+06 (112)		1.62E+06 (22)		15 365 154	63.4 40.2 105.6	
6	4.86E+06 (66)		9.57E+05 (13)		15 216 117	63.0 34.8 125.2	

7	5.41E+06 (98)		9.93E+05 (18)		20 224 104	67.7 41.1 119.4	
8	5.96E+06 (108)		1.21E+06 (22)		20 274 115	61.2 38.7 102.0	
9	5.78E+06 (110)		1.21E+06 (23)		21 272 112	59.6 38.1 98.3	

Gr RhoS (Ns) Rhol (Ni) Sq U^{+/-2s} Grain Age (Ma)

no. (cm⁻²) (cm⁻²) Age --95% CI--

10 1.01E+07 (110) 2.48E+06 (27) 12 560 214 50.9 33.3 80.9

11 4.91E+06 (40) 1.23E+06 (10) 9 276 171 49.6 24.7 112.0

12 5.73E+06 (83) 9.66E+05 (14) 16 218 114 73.5 42.0 141.0

13 5.96E+06 (108) 1.10E+06 (20) 20 249 110 67.2 41.8 114.8

POOLED

5.72E+06(1353) 1.07E+06(252) 261 240 31 67.2 58.1 77.6

CHI² PROBABILITY (%): 84.9

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

67.2, 62.4 -- 72.3 (-4.8 +5.1)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 58.1 -- 77.6 (-9.0 +10.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

67.3, 62.5 -- 72.4 (-4.8 +5.1)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 58.2 -- 77.7 (-9.1 +10.5)

AGE DISPERSION (%): 0.5

Datafile: D:\Muccku\zircon_FT\z.AM39-02_2.FTZ

Title: «Boboshtice AM 3902 Tuf»

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR

(tracks/cm²): 1.76E+05

RELATIVE ERROR (%): 0.85

EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR

(ppm): 39.80

ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR

(yr cm²): 142.67 3.80

SIZE OF COUNTER SQUARE

(cm²): 9.06E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Gr no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	Rhol (cm ⁻²)	(Ni)	Sq U ^{+/-2s}	Grain Age (Ma)	Age --95% CI--
1	6.77E+06 (92)		2.94E+06 (40)		15 666 209	28.7 19.7 42.8	
2	5.08E+06 (115)		2.34E+06 (53)		25 529 145	27.1 19.5 38.4	
3	7.73E+06 (63)		2.70E+06 (22)		9 610 257	35.7 21.8 61.1	
4	5.70E+06 (62)		2.85E+06 (31)		12 645 230	25.0 16.0 39.9	
5	7.17E+06 (130)		3.15E+06 (57)		20 711 188	28.5 20.8 39.7	
6	5.26E+06 (143)		3.13E+06 (85)		30 707 153	21.0 16.0 27.5	
7	5.63E+06 (102)		2.54E+06 (46)		20 574 169	27.7 19.4 40.2	
8	6.07E+06 (110)		2.48E+06 (45)		20 562 167	30.6 21.5 44.3	
9	5.79E+06 (168)		2.72E+06 (79)		32 616 139	26.5 20.2 34.8	
10	5.83E+06 (132)		2.96E+06 (67)		25 669 163	24.7 18.3 33.6	
11	4.14E+06 (45)		2.48E+06 (27)		12 562 214	20.8 12.7 35.0	
12	4.12E+06 (56)		2.21E+06 (30)		15 499 181	23.3 14.8 37.7	
13	7.51E+06 (102)		3.16E+06 (43)		15 716 217	29.6 20.6 43.5	
14	7.91E+06 (43)		4.05E+06 (22)		6 915 386	24.4 14.3 42.9	

POOLED

5.88E+06(1363) 2.79E+06(647) 256 631 51 26.4 23.7 29.4

CHI² PROBABILITY (%): 87.3

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

26.4, 25.0 -- 27.9 (-1.4 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 23.7 -- 29.4 (-2.7 +3.0)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma):

26.4, 25.0 -- 27.9 (-1.4 +1.5)

95% CONF. INTERVAL(Ma): 23.7 -- 29.4 (-2.7 +3.0)

AGE DISPERSION (%): 0.2

ANNEXE 3 : Article soumis

Thermochronological evidence for Mio-Pliocene late orogenic extension in the north-eastern Albanides (Albania)**Bardhyl Muceku^(1,3*), Matthias Bernet⁽¹⁾, Peter van der Beek⁽¹⁾, Georges H. Mascle⁽¹⁾, and Artan Tashko⁽³⁾**¹ Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble, France.² Yale University, Department of Geology & Geophysics, P.O. Box 208109 New Haven, CT 06520-8109, U.S.A.³ Polytechnic University of Tirana, Rruga Elbasani, Tirana, Albania.*corresponding author, email: bmuceku@ujf-grenoble.fr**ABSTRACT**

New apatite and zircon (U-Th)/He data combined with apatite fission-track (AFT) and zircon fission-track (ZFT) data allow constraining the timing and amplitude of Miocene-Pliocene extension that affected the Internal Albanides, the central part of the Dinarides-Albanides-Hellenides orogen. Apatite (U-Th)/He ages in the western and northern Internal Albanides range from 24-35 Ma to 55 Ma, in strong contrast with much younger apatite (U-Th)/He ages of 4.5 to 9.3 Ma obtained for the eastern Internal Albanides. These results are in good agreement with previously measured AFT ages from the same areas. The observed east-west trend with older cooling ages in the west and younger cooling ages in the east across the Albanides is also reflected in zircon (U-Th)/He ages that range between 80-100 Ma in the northern and western Internal Albanides, and 20-50 Ma in the eastern Internal Albanides. Only the higher-temperature ZFT ages do not show any significant differences on both sides of this area. Thermal modeling based on the available low-temperature thermochronologic data, in particular the apatite (U-Th)/He ages, provide clear evidence for a phase of rapid exhumation of the eastern Internal Albanides around 3-6 Ma, while the western Internal Albanides record much slower exhumation since the Eocene. The asymmetric exhumation pattern is linked to significant late Cenozoic extension and normal-fault movement within the Internal Albanides, an interpretation that is in good agreement with the present-day tectonic structure of this region.

Keywords: Albanides, exhumation, apatite, zircon, fission-track, (U-Th)/He

INTRODUCTION

Extensional collapse is a process of crustal extension driven by gravity, which may occur during, or soon after, the crust has thickened by thrusting (e.g. Dewey ...). As collapse occurs, extensional faults develop in the upper crust, generally reactivating pre-existing thrust faults, while plastic flow occurs at depth. Extensional faulting permits rapid tectonic exhumation of the footwalls, which is recorded by low-temperature thermochronology (Foster and John, 1999). Orogenic collapse and extension in Internal Albanides has been made evident by U-Th/He and Fission Track thermochronology which enables us to establish the timing, and rate of exhumation of upper crustal rocks.

Late orogenic extension has been demonstrated for the Dinarides-Hellenides.

The Dinaro-Albano-Hellenic orogen (fig. 1) is characterized by three fundamental components: a western external Fold-and-Thrust Belt (External Albanides), a Central Belt characterized by the occurrence of ophiolitic nappes (Mirdita zone in Albania), and an eastern Internal Complex (continental unit of Korabi zone) (Aubouin et al., 1970; Robertson and Shallo, 2000; Meço and Aliaj, 2000; Cavazza et al., 2004). The ophiolitic nappes of the Central Belt were obducted onto the Internal Complex during mid-Jurassic times (fig. 2), and the whole structure (the ophiolites and the Internal Complex, Mirdita and Korabi zones respectively) was incorporated into the western Fold-and-Thrust Belt during the Eocene-Oligocene, when the Apulian margin began to subduct below the European margin. ⁴⁰Ar/ ³⁹Ar dating of rocks from the metamorphic sole of the ophiolitic nappes in Albania provide a time constraint for the obduction at 160 to 174 Ma (Dimo, 1997; Dimo-Lahitte et al., 2001). The evolution of the Fold-and-Thrust Belt is well known, mainly from stratigraphic and paleontologic studies, as well as petroleum exploration (Aubouin et al., 1970; Robertson and Shallo, 2000; Meço and Aliaj, 2000; Frasheri et al., 1996; Cavazza et al., 2004; Roure et al., 2004). In contrast, the recent evolution of the Central Belt and the Internal Complex, together known as the Internal Albanides, which were both affected by ante-exhumation history of these units we analyzed apatite and zircon from outcrops throughout the Internal Albanides

Cretaceous orogenesis, remains poorly constrained in the absence of thermochronologic data. Therefore, to better confine with the (U-Th)/He and fission-track (FT) methods. Previously published apatite and zircon FT data from the Internal Albanides (Muceku et al., in press) show that the orogen experienced an asymmetric exhumation history from east to west, with possible rapid exhumation in the east since the late Pliocene (Fig. 1B, 2A). However, to verify thermal modeling based on FT data only, analysis with the apatite and zircon (U-Th)/He methods, which have lower closure temperatures than the apatite and zircon FT systems, are needed. Here we provide the first apatite and zircon (U-Th)/He measurements from the Internal Albanides, as well as additional AFT ages.

PRESENT-DAY STRUCTURE AND DEFORMATION OF THE ALBANIDES

Geologic and geophysical data indicate a thickening of the Albanian crust, from a normal thickness of about 30 km in western Albania to 45-50 km in the eastern part near the Macedonian and Greek boundaries (Fig. 2; Frasheri et al., 1996; Wortel and Spakman 1992; 2000; Papazachos et al., 2002; Cavazza et al., 2004). Seismological studies have identified a gently eastward-dipping slab below the Dinaro-Hellenic belt (Aliaj, 1991; Muço, 1994; Frasheri et al., 1996; Louvari et al., 2001), showing compressional earthquakes to up to 50 km below the Albania-Macedonia boundary, while earthquakes characterized by extensional focal mechanisms occur at depths of less than 15 km depth in the eastern Albanian domain. Present-day stress-field data in the Dinaric belt indicate a more or less NE-SW oriented compressional stress field in the external zones and tensional stress in the internal areas of the Albanides (Mariucci and Miller, 2003). Global motion vectors, as well as more recent kinematic models, are compatible with the existence of a Dinaric compressive boundary (De Mets et al., 1990; Altamimi et al., 2002; Sella et al., 2002). GPS data show, in a North European fixed frame, a N-E oriented displacement of the external Dinaric units at a velocity of 5 mm /yr, while the internal Dinaric units are moving slightly faster in the same direction (Fig. 1A; Mc Klusky et al., 2000; Khale et al., 2000; Anzidei et al., 2001; Bertran, 2003; Hollenstein et al., 2003). Therefore, all the present day data suggest the existence of a compressional regime in the western belt, related to the subduction of the Apulian lithosphere, and a tensional regime in the eastern belt.

THERMOCHRONOLOGICAL DATA

Fission-track and (U-Th)/He analyses of apatite and zircon are now commonly used for dating the low-temperature evolution and the latest stages of exhumation in various geodynamic settings. The approximate closure temperature for the (U-Th)/He system in apatite (AHe), for common cooling rates and crystal sizes, is calibrated between 65° and 85°C (Wolf et al., 1996; Farley, 2000). The apatite fission-track (AFT) closure temperature of about 110°C is established for typical apatite compositions and cooling rates (Gallagher et al., 1998). Zircon (U-Th)/He (ZHe) thermochronometry is of more recent application in tectonic studies. He diffusion experiments and age comparisons with other systems in slowly-cooled rocks suggest a closure temperature in the range of 160° to 200°C (Reiners et al., 2002, 2003), while the zircon fission-track (ZFT) closure temperature is about 240°C for an orogenic cooling rate of 15°C/m.y. (Brandon et al., 1998).

The apatite and zircon samples analyzed in this study with the (U-Th)/He method were previously dated with AFT and ZFT analysis (Muceku et al., in press). The new He results are summarized in Table 1a and Figure 1, while additional AFT data are given in Table 1b. The rocks analyzed in the western part of the Mirdita zone, sample AM4-02 and in the north of Albania, sample AM15-00 yield AHe ages between 55-57 Ma (AM4-02) and 24-35 Ma (AM15-00). AFT ages measured in these samples are around 70 and 38 Ma respectively (Fig. 1; Table 1b, Muceku et al., in press).

In the Korabi zone we obtained AHe ages ranging between 4.5-6.5 Ma in samples AM26-03, AM20-00 and 8.5-11.7 Ma from sample AM9-00. New AFT ages from AM26-03 and AM41-03 samples of the Korabi zone are 9.7 ± 0.9 Ma, and 17.5 ± 0.8 Ma respectively.

ZHe ages measured on two crystals each of samples AM15-00 and AM26-03 yield 79 – 106 Ma, and 18.6 - 20 Ma, situated in northern and eastern Albanides respectively, while one crystal of sample AM8-00 yield an age of 50 Ma (figure 1). Finally, ZFT ages from the north-western part of the Mirdita zone range between 174-103 Ma (AM13-03 and AM15-00), and 157 Ma in the Korabi zone (AM12-02), (Muceku et al., in press).

The new AFT age obtained for sample AM41-03 is somewhat different from AM9-00 sample, even if both were collected from the same massif. We think that the difference AFT ages obtained for these samples are caused by chemical differences of the apatites. In a fact the Dpar value from these samples are 2.2 µm and 1.4 µm respectively.

DISCUSSION

The new AHe, AFT, and ZHe data confirm the significant differences in cooling history between the rocks of the north-western part of the Mirdita and the Korabi zones, a trend that was previously postulated on the basis of AFT ages, but which is not seen in ZFT ages (Muceku et al., in press). Therefore, the new thermochronologic data help to clarify the cooling history of the whole Internal Albanides.

Western Internal Albanides

ZHe ages at 109 and 79 Ma, and AHe ages at 24 and 13 Ma, in the north of Albania (Gashi zone) imply that exhumation and erosion rates were low in this area throughout the Cenozoic. AHe ages of 57 and 51 Ma, obtained from ophiolitic rocks of the western Mirdita compared to AFT ages of 70 Ma from the same samples also suggest cooling of the Mirdita zone at a rate of about 2-3 °C/m.y. The AFT ages, from within the Mirdita zone, are older than AFT ages obtained from the metamorphic sole of the Mirdita zone, which range between 40-45 Ma. This difference can be explained with the structural position of the gabbro dated at 70 Ma. Being situated a few km above the metamorphic sole, the gabbro was exhumed earlier. The 40-45 Ma AFT ages in the metamorphic sole suggest that the area experienced Eocene cooling, contemporaneous to the tectonic emplacement of the internal zones on top of the external zones (Muceku et al., 2006).

Eastern Internal Albanides

In the eastern part of the Internal Albanides (Korabi zone), the (U-Th)/He data are in good agreement with the AFT results (Fig. 1 and 2). The sample with the youngest AFT, ZHe and AHe ages is sample AM26-03, close to the Peshkopia tectonic window in the internal Albanides (Fig. 1 and 2), where Triassic evaporites and Oligocene flysch of the external Albanides are exposed. ZHe ages of 18.6-21 Ma obtained in this sample, (Fig. 1 and 2) are much younger than the ZFT age of 157 Ma determined for sample AM12-02 situated on the western boundary of the Korabi zone. This suggests that the Korabi zone was still at about 7-8 km depth until 20 Ma and ambient temperatures of ~ 200°C, which allowed resetting of all thermochronometers excepted for ZFT system. Our thermochronologic data are consistent with the interpretation of a tectonic window in the Korabi zone, as given by Collaku et al. (1990), (fig. 1) and allow constraining the timing of the formation of this window.

Therefore, on the basis of our new thermochronologic data we suggest that late Oligocene to early Miocene crustal thickening and shortening in the Albanides changed to an extensional collapse in the eastern part of the orogen during the Miocene-Pliocene. In fact, the extensional phase that is affecting the eastern Albanides in Albania today may have begun as early as 20 Ma. This interpretation is in good agreement with the tectonic evolution of the Albanides documented in Macedonia (Dumurdzanov et al., 2005), because even though the Albanides in general were in an overall compressional regime during the Eocene, eastern Macedonia experienced extension since the middle-late Eocene. Only a short-lived period of localized shortening during the late Oligocene-the Pliocene (Dumurdzanov et al., 2005), and a progressive unconformity at the base of piggyback basins in the external Albanides, beginning in Burdigalian time, also reflect the change in the regional stress field (Roure et al., 2004).

Thermal Modeling

Thermal modeling of samples from the eastern Internal Albanides using AHe and AFT data, and the HeFTy modeling software by Ketcham (2005), confirm the time-temperature histories we determined earlier using AFT ages and track-length distributions only, and the AFTSolve program of Ketcham et al. (1999, 2000) (Fig. 3; see Muceku et al., in press for previous modeling results). For example we first modeled the thermal history of sample AM20-00 using only AFT data (fig. 3a). Then we tested this model by a second model, now using available (U-Th)/He data for the same sample (fig. 3b). The two models suggest similar cooling histories. Nevertheless, the new thermal modeling, using both AFT and AHe data allows us to document in more detail the relatively slow cooling between 16 to 6 Ma, which is followed by rapid cooling beginning at about 6 to 3 Ma in the eastern Internal Albanides. The fast cooling phase continues to the present day at a rate of about 30°C/m.y., which corresponds to an exhumation rate of about 1.2 km/m.y for an assumed geothermal gradients of ~ 25°C/km as given by Cermak et al 1996 for this region.

The application of (U-Th)/He and FT thermochronology helps us to better understand the cooling history of the western and eastern Internal Albanides in Albania.

Slow cooling and exhumation (< 0.1 km/m.y.) of the northern and western Internal Albanides through Late Eocene-Early Oligocene times are possibly related to isostatic uplift as a consequence of crustal thickening near the frontal thrust during tectonic emplacement of the internal units on top of the external Fold-and-Thrust Belt.

We propose that the present-day symmetric structure of the ophiolite units in the Internal Albanides is a result of Miocene-Pliocene extensional collapse, affecting the eastern ophiolites and the Korabi zone. (U-Th)/He and FT data allow determining the beginning of this extensional phase at around 20 Ma. Exhumation of the Korabi zone rocks accelerated since 3-6 Ma, reaching a rate of about 1.2 km/m.y. These results are in good agreement with other structural and stratigraphic information from the area.

This study is good example for the fact that the combination of (U-Th)/He and FT thermochronology is a powerful means to better constrain the exhumation history of an orogenic wedge in the front and back of a continental subduction regime.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank John Garver for discussion and S. Nicolescu for analytical help. Analytical work for this study was performed during, and supported by, The Helium Dating Workshop at Yale (HeDWaY 2005). BM was supported by a PhD grant from the French Ministry of Foreign Affairs.

REFERENCES

- Aliaj S. 1991. Neotectonic structure of Albania. *Albanian Journal on Natural and Technological Science*, 4, 79-98.
- Altamini Z., Sillard P. and Boucher C. 2002. ITRF2000 : a new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth science applications. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2214. doi : 10.1029/2001JB000561.
- Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., Mantovani E., Peci A., Riguzzi F. and Serpelloni E. 2001. Insights into present-day crustal motion in the central Mediterranean area from GPS surveys. *Geophysical Journal International*, 146, 98-110.
- Aubouin J., Bonneau M., Celet P., Charvet J., Clément B., Degardin J.F., Maillot H., Mania J., Mansy J.L., Terry J., Thiébaud J., Tsoflias P. and Verriex J.J. 1970. Contribution à la géologie des Hellenides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique Subpélagonienne. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 90, 277-306.
- Bertran A. 2003. Quantification de la déformation actuelle en Méditerranée et dans les Alpes occidentales par mesures GPS. Mémoire DEA Université de Chambéry, 34 pp.
- Brandon M.T., Roden-Tice M.R. and Garver J.I. 1998. Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 985-1009.
- Cavazza W., Roure F.M., Spakman W., Stampfli G.M. and Ziegler P.A. (Eds.) 2004. *The TRANSMED atlas - The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer, 141 p.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. and Stein S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101, 425-478.
- Dimo A. 1997. Le mécanisme de mise en place des ophiolites d'Albanie. Ph.D. Thesis, Univ. Paris-Sud, 308 p.
- Dimo-Lahitte A., Monié P. and Vergely P. 2001. Metamorphic soles from the Albanian ophiolites : petrology, geochronology, and geodynamic evolution. *Tectonics*, 20, 78-96.
- Dumurdzanov N., Serafimovski B. T., Burchfiel C. 2005. Cenozoic tectonics of Macedonia and its relation to the South Balkan extensional regime. *Geosphere*, 1 (NO 1) 1-22. doi: 10.1130/GES00006.1
- Farley, K. A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 2903-2914.
- Fraseri A., Nishani P., Bushati S. and Hyseni A. 1996. Relationship between tectonic zone of the Albanides, based on results of geophysical studies. In: Ziegler P. and Horvath F. (eds), *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine basins and Forelands*, Mem. Muséum Hist. Nat. Paris, 170, 485-511.
- Fraseri, A., Liço R., Kapedani, N., Çanga, B., Jareci, E., Çermak, V., Kresl, M., Safanda, J., Kuçerova, L., Stulc, P. 1995. *Atlasi gjeotermik i Albanideve*. Memoire in Albania, 78 p.
- Foster, D. A. & John, B. E. 1999. Quantifying tectonic exhumation in an extensional orogen with thermochronology: examples from the southern Basin and Range Province. In: Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G. S. & Willett, S. D. (eds) *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society, London, Special Publications, 154, 343-364.

- Gallagher K., Brown R. and Johnson C. 1998. Fission track analysis and its implications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 519-572.
- Hollenstein C., Khale H.G., Geiger A., Jenny S., Goes S. and Giardini D. 2003. New GPS constraints on the Africa-Eurasia plate motion boundary zone in southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 30 (NO 18), 1935. doi : 10.1029/2003GL017554.
- Ketchum R.A., 2005, Forward and Inverse Modeling of Low-Temperature Thermochronometry Data. in Reiners, P.W., and Ehlers, T.A., eds., *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol. 58: p. 275-314.
- Ketchum R.A., Donelick R.A. and Carlson W.D. 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics 3: Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84, 1235-1255.
- Ketchum R.A., Donelick R.A. and Donelick M.B. 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, v.2, n.1.
- Khale H.G., Cocard M., Peter Y., Geiger A., Reitlinger R., Barka A. and Veis G. 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian plates. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23353-23370.
- Louvari E., Kiratzi A., Papazachos B. and Hatzidimitriou P. 2001. Fault-plane solutions determined by waveform modeling confirm tectonic collision in the Eastern Adriatic. *Pure and Applied Geophysics*, 158, 1613-1637.
- Mariucci M.T. and Miller B. 2003. The tectonic regime in Italy inferred from borehole breakout data. *Tectonophysics*, 361, 21-35.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N. and Veis G. 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.
- Meço S. and Aliaj S. 2000. *Geology of Albania*. *Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde*. Bd. 28. Borntraeger . 246 p.
- Muceku B., Mascle G and Tashko A. 2006. First results of fission-track thermochronology in the Albanides. In: Robertson, A. H. F. & Mountrakis, D. (eds) *Tectonic development of the Eastern Mediterranean Region*. Geological Society, London, Special Publications, 260, p. 539-556.
- Muço B. 1994. Focal mechanism solutions for Albanian earthquakes for the years 1964-1988. *Tectonophysics*, 231, 311-323.
- Papazachos C., Scordilis E. and Peci V. 2002. P- & S-deep velocity structure of the southern Adriatic-Eurasia collision obtained by robust non-linear inversion of travel times. 50th ESC Assembly, Genoa. Extended Abstract, 8p.
- Reiners P. W., Zhou Z., Ehlers T. A., Xu Ch., Brandon, M. T., Donelick R. A., And Nicolescu S. 2003. Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China from U-Th/He and fission-track thermochronology. *American Journal of Science*, 303, 489-518.
- Reiners P. W., and Spell T. L. 2002. Intercalibration of zircon (U-Th)/He and K-feldspar ⁴⁰Ar/³⁹Ar thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, A631.
- Reiners P. W., Farley K. A., and Hickey H. J. 2002. He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics*, 349, 247-308.
- Robertson A. and Shallo M. 2000. Mesozoic-Tertiary evolution of Albania in its regional Eastern mediterranean context. *Tectonophysics*, 316, 197-254.
- Roure, F., S. Nazaj, K. Mushka, I. Fili, J.-P. Cadet, and M. Bonneau. 2004. Kinematic evolution and petroleum systems- An appraisal of the Outer Albanides, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir* 82, 474-493.
- Sella G.F., Dixon T.H. and Mao A. 2002. REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2081. doi :10.1029/2000JB000033.
- Wolf, R. A., Farley, K. A., and Silver, L. T., 1996, Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4231-4240.
- Wortel M.J.R. and Spakman W. 1992. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region. *Proc Koninklijke Nederlandse Academie van Wetenschappen*, 95, 325-347.
- Wortel M.J.R. and Spakman W. 2000. Subduction and Slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.

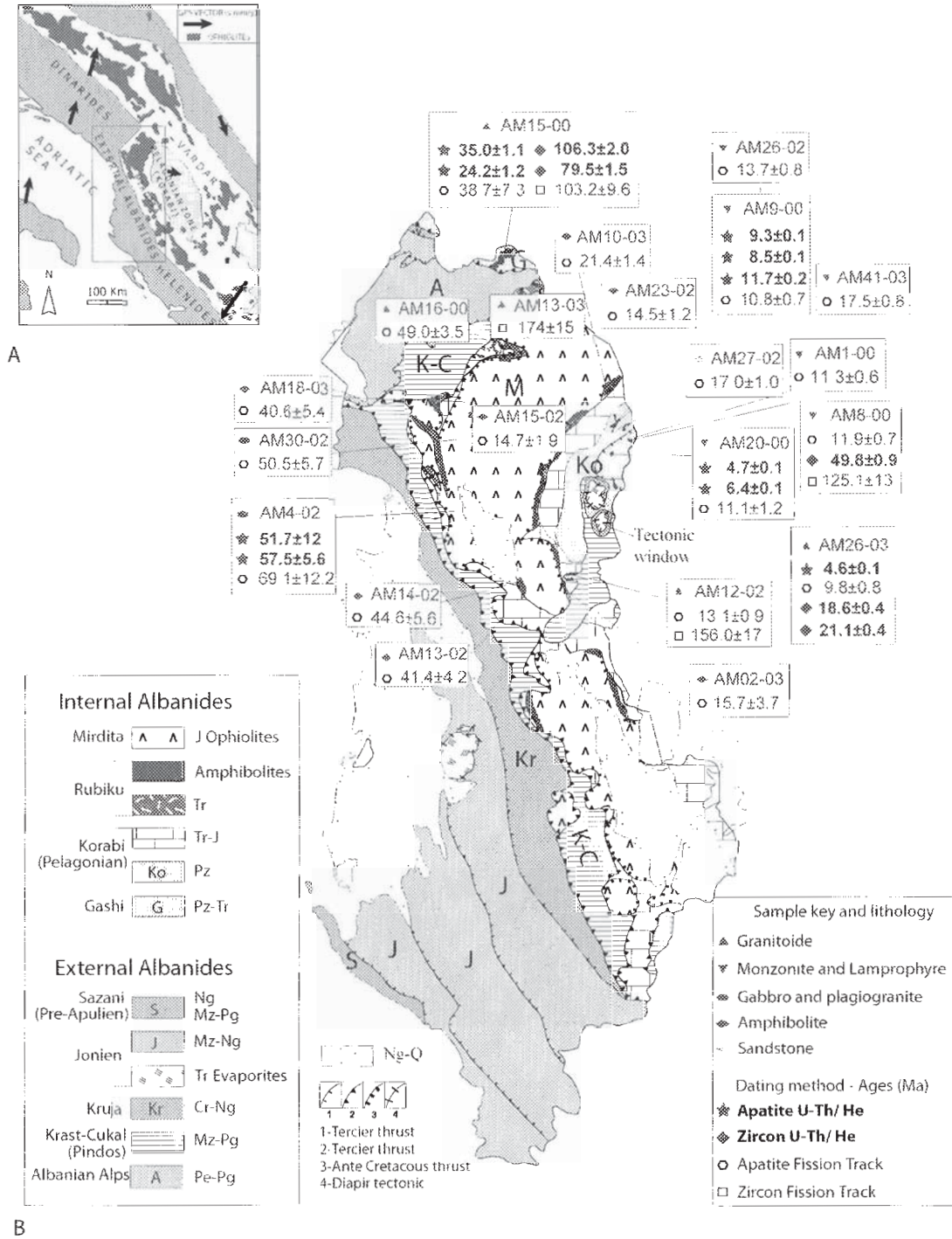


Figure 1: A): Albanides position in the southern branch of the Mediterranean Alps .
 B): Schematic geological map of Albanides (modified after ISGJSH 2003) and thermochronological results. Pz, Paleozoic; Pe, Permian; Mz, Mesozoic; Tr, Triassic; J, Jurassic; Cr, Cretaceous; Pg, Paleocene; Ng, Neocene; Q, Quaternary.

Table 1b. News apatite fission-track data

Sample	Grid	Alt.	n	ρ.	N ₁	ρ.	N ₂	ρ ₃	N ₃	Pt(Σ)	D	U/Σ	MTL	SD	No	D _{int}
	Reference	m.		10 ⁴ /cm ²	10 ⁴ /cm ²		10 ⁴ /cm ²			%	%	Ma	μm	μm	lengths	
AM 4103	42.02550	785	21	3.15	(594)	16.24	(3061)	5.345	(16698)	97.2	17.5±0.8	13.01	2.9	109	2.2	
AM 2603	41.78333	20,52003	2020	0.78	(137)	7.29	(1275)	5.345	(16698)	99	9.7±0.9					
AM 402	41.43 55	39 48 12	6000	0.25	(57)	0.33	(75)	5.411	(11155)	99	69.1±12.2					

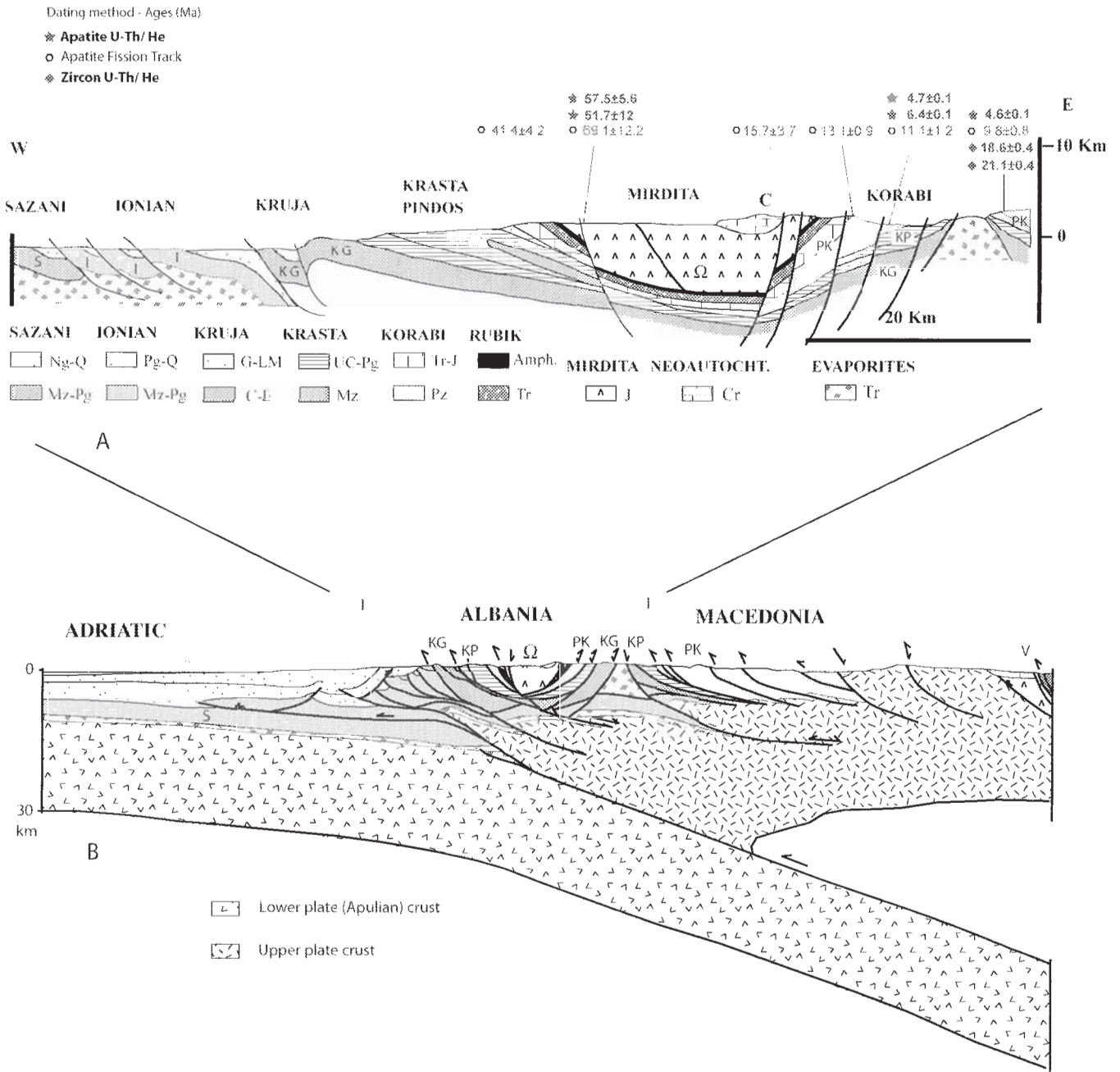


Figure 2: A-General cross-section of the Albanides (modified after Collaku & al., 1990). B-Geodynamic section of the Helleno-Dinaric belt at the latitude of central Albania (modified after Transmed, 2004); same legend for A and B; I, Ionian; KG, Kruja-Gavrovo; KP, Krasta-Pindos; PK, Korabi-Pelagonian; S, Sazani-Preapulian; V, Vardar; W, Mirdita.

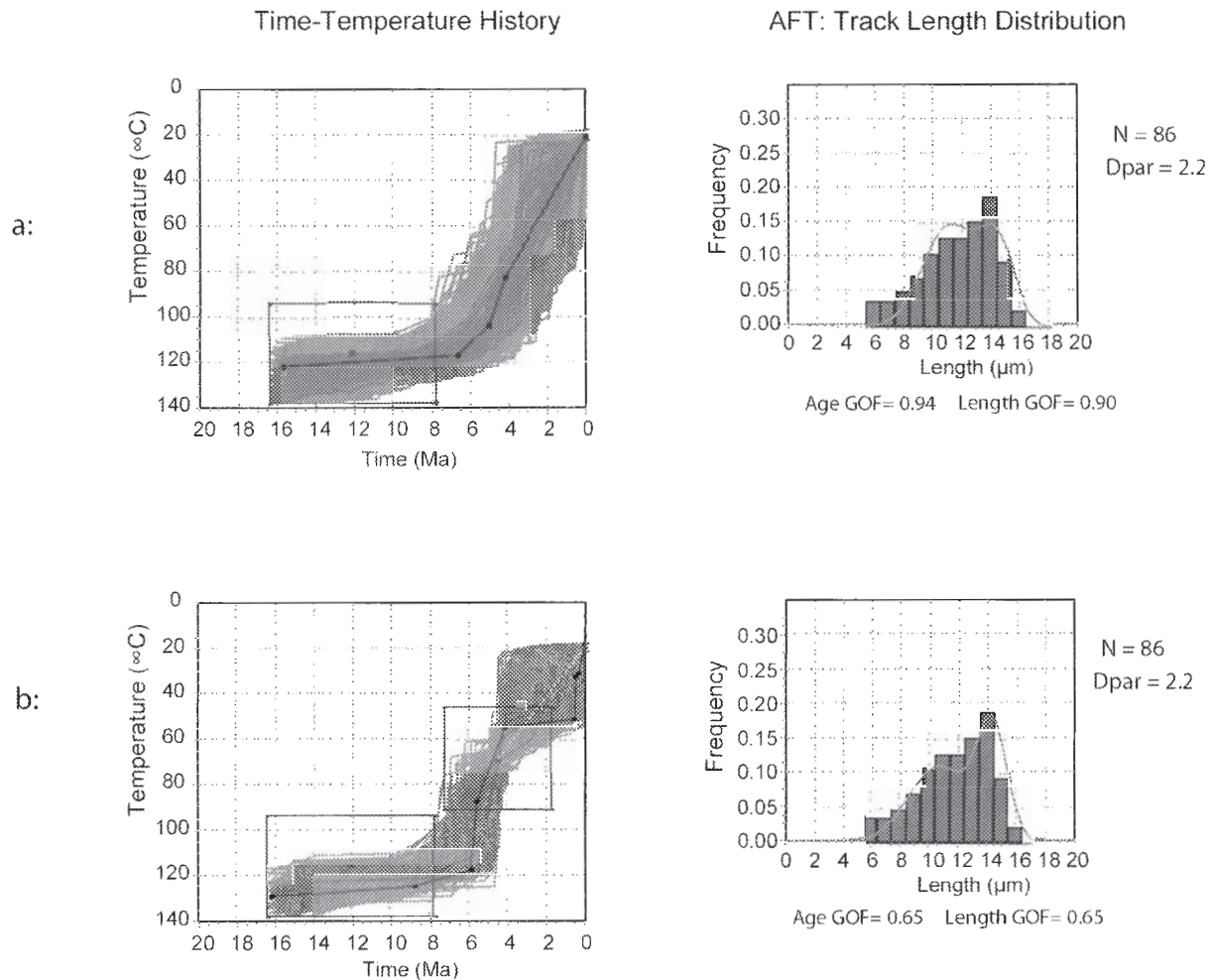


Figure 3 : Time-temperature histories of sample AM20-00 calculated by inversion of AFT age and track-length distribution (a:) and (b:) by inversion of AFT age, track-length distribution and U-Th/He age (HeFTy beta 1a software). The dark shaded area in the time/temperature plots represent solutions that statistically fit the observed data (sample age and track-length distribution); black line is overall "best fit" solution for the samples. The right plots show the observed track-length distribution as a histogram and the modelled distribution as a continuous line. The "Age GOF" and "Length GOF" are the goodness-of-fit between the age, track-length distribution data and age, modelled distribution predicted by the model. N is number of track lengths measured and Dpar is the mean fission-track etch pit diameter parallel to the crystallographic c-axis for each apatite grain, and is specified in units of microns (e. g., Donelick, 1993, 1995; Carlson et al., 1999).

Sample	Grain	Grid		Alt. m.	mwar (μm)	mass (μg)	Sm (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	4He (nmol/g)	FHe	corr. age (Ma)	σ (Ma)	w. mean age (Ma)	σ (Ma)
		N	E													
Apatite																
AM26-03	A	41,78333	20,52003	2020	76	6,5	134,1	21,8	64,6	3,04	0,73	0,79	4,6	0,08		
id	B	id	id	id	91	12	132,7	21,6	59,3	2,82	0,88	0,83	5,5	0,11		
id	C	id	id	id	86	15	176,1	23,3	76,4	3,36	1,10	0,83	5,9	0,12		
id	D	id	id	id	84	41	172,0	20,3	86,1	4,34	1,11	0,91	5,5	0,11		
id	E	id	id	id	91	16	174,3	20,8	95,7	4,73	1,34	0,84	6,8	0,13		
Korabi																
AM20-00	A	41,894265	20,50121	1750	47	2,9	106,2	9,1	33,0	3,72	0,42	0,71	6,4	0,13	5,4	0,7
id	B	id	id	id	55	5,0	117,5	15,6	43,7	2,88	0,50	0,75	4,7	0,08		
AM09-00																
AM09-00	A	42,025532	20,52856	750	77	10,2	409,8	54,6	116,5	2,19	3,07	0,81	8,5	0,14		
id	B	id	id	id	67	8,9	365,6	31,0	76,2	2,52	2,49	0,80	11,7	0,19		
id	C	id	id	id	83	49,1	371,2	33,4	95,3	2,93	2,36	0,83	9,3	0,14	9,5	1,2
Gashi																
AM15-00	A	42,517921	20,03676	1865	85	10,1	14,5	0,9	3,7	4,25	0,19	0,82	24,2	1,23		
id	B	id	id	id	79	11,9	33,9	6,7	14,0	2,15	0,62	0,83	13,9	0,34		
id	C	id	id	id	63	8,9	19,3	5,2	9,1	1,79	0,79	0,80	24,9	0,80		
id	D	id	id	id	79	10,9	48,4	9,7	16,9	1,78	0,94	0,83	15,4	0,35		
id	E	id	id	id	85	10,6	18,2	8,3	10,90	1,34	1,01	0,82	20,7	0,52	16,6	3,6
Mirc																
AM4-02	A	41,73194	19,80333	600	49	5,2	321,6	0,4	1,2	3,13	0,24	0,74	57,5	5,68		
id	B	id	id	id	38	2,0	419,4	0,4	1,2	3,01	0,22	0,66	51,7	12,26		
Tuf Bassin inf																
AM39-02	A	40,54119	20,79052	1200	41	3,1	97,2	27,6	130,8	4,85	0,92	0,69	4,3	0,1		
id	B	id	id	id	52	6,2	336,4	27,8	97,6	3,60	0,76	0,74	3,7	0,1		
id	C	id	id	id	80	11,9	302,1	18,3	83,7	4,68	0,79	0,82	4,7	0,1		
id	D	id	id	id	66	10,2	318,2	21,9	87,8	4,11	0,77	0,78	4,2	0,1	4,2	0,3
Zircon																
AM26-03	A	41,73194	19,80333	600	48	6,5		1224,9	758,5	0,64	110,90	0,79	18,6	0,36		
id	B	id	id	id	69	14,6		942,4	479,7	0,52	101,07	0,84	21,1	0,40	19,7	1,3
Korabi																
AM08-00		41,962471	20,58532	1300	96	24,5		1778,9	1254,2	0,72	491,56	0,88	49,8	0,90		
Gashi																
AM15-00	A	42,517921	20,03676	1865	91	47,6		63,5	86,2	1,39	42,78	0,88	106,4	1,97		
id	B	id	id	id	64	16,3		70,8	64,1	0,93	31,00	0,84	79,5	1,52		
id	C	id	id	id	88	34,5		87,1	111,5	1,31	53,34	0,87	99,1	1,75		
id	D	id	id	id	80	27,6		94,2	119,1	1,30	53,35	0,86	93,1	1,66		
id	E	id	id	id	89	34,4		52,7	71,0	1,38	35,91	0,87	108,9	1,91		
Tuf																
AM39-02A		40,54119	20,79052	1200	38	6,5		508,2	363,1	0,73	70,47	0,81	27,1	0,55	101,0	6,3
id	B	id	id	id	48	13,1		562,9	362,6	0,66	82,89	0,85	27,8	0,55		
															27,5	0,4

TABLE 2 (U-Th)/He results on apatite and zircon of the Albanides.

The letters correspond to the different crystals of a single sample. F_{He} : coefficient for correction of the (U-Th)/He age : mwar. $\frac{1}{2}$ diameter of crystal; mass, mass of crystal.

TABLE DES MATIERES

RESUME	3
ABSTRACT	4
PERMBLEDHJE	4
INTRODUCTION	5
CHAPITRE 1 LES ALBANIDES	11
1. STRUCTURE ACTUELLE DE L'ALBANIE	11
2. ZONATION GÉOLOGIQUE DE L'ALBANIE	11
2-1. La ceinture de plis et chevauchements externe (External Fold-and-Thrust-Belt)	11
2-2. La zone centrale d'Albanie	13
2-3. Le complexe interne oriental	16
3. LES BASSINS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES DES ZONES CENTRALE ET INTERNE	16
3-1. Le bassin Albano-Thessalien	16
3-2. Les grabens Néogène-Quaternaire	17
4. EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE L'ALBANIE	17
CHAPITRE 2 METHODE DES TRACES DE FISSION	19
1. INTRODUCTION	19
2. LA DATATION PAR TRACES DE FISSION	19
2-1. Principe de datation	19
2-2. L'équation d'âge de la datation par traces de fission	23
2-3. La technique du détecteur externe	25
3. SIGNIFICATION D'UN ÂGE TRACES DE FISSION	26
3-1. Zones de stabilité des traces	26
3-2. Distributions de longueurs de traces confinées, cas de l'apatite	28
3-3. Paramètres cinétiques des traces de fission	30
3-4. Modèles thermiques	30
4. PRÉCISION ET REPRÉSENTATION D'UN ÂGE TRACE DE FISSION	31
4-1. Dispersions des âges TF	31
4-2. Test du ξ^2	31
4-3. Dispersion de l'âge central	31
4-4. Représentation d'un âge trace de fission	31
CHAPITRE 3 ECHANTILLONNAGE ET PREPARATION	33
ECHANTILLONNAGE	33
CHAPITRE 4 ASPECTS EXPÉRIMENTAUX DES ANALYSES PAR TRACES DE FISSION	50
PRÉPARATION DES APATITES	50
PRÉPARATION DES ZIRCONS	50
CONDITIONS D'IRRADIATION	50
CHAPITRE 5 RESULTATS ET DISCUSSION DES AGES TRACES DE FISSION	52
1- RÉSULTATS	52
Zone de Korabi	55
1-2- Zone de Mirdita	55
1-3- Zone de Gashi	55
1-4- Roches détritiques	55
1-5- Tuf volcanique	55
2- SIGNIFICATION DES RÉSULTATS : ÂGES APPARENTS ET ÂGES RÉELS	56
2-1- Perturbation de la géométrie des isothermes thermiques	56
2-2- Effets de la topographie, relation âge-altitude	56
2-3- Gradient thermique	59

3- MODÉLISATION THERMIQUE	60
3-1- Zone de Korabi	60
3-2- Zone de Mirdita	62
3-3- Pyroxénite à grenat de Derveni	62
3-4- Roches détritiques	64
4- DISCUSSION	64
4-1- Roches cristallines	64
4-2- Roches détritiques	65
5- Conclusion	66
CHAPITRE 6 DATATION (U-TH)/HE SUR APATITE ET ZIRCON	67
INTRODUCTION	67
2- MÉTHODE (U-TH)/HE	67
2-1 Principe des datations (U-Th)/He	67
2-2 Effets de zonation	69
2-3 Effets des dommages de radiation	70
3- SIGNIFICATION D'UN ÂGE (U-TH)/HE	70
3-1 Températures de fermeture du système (U-Th)/He	70
3-2 Observations naturelles	72
4- Aspects expérimentaux de la méthode U/Th-He	73
4-1 Sélection des grains	73
4-3 Dissolution des échantillons et mesure de ^{238}U et de ^{232}Th	73
4-4 Compilation des données et correction des âges	74
5- Résultats et discussion des datations (U-Th)/He sur apatites et Zircons	74
5-1 Résultats obtenus	74
5-2 L'erreur liée aux âges He	75
5-3 Modélisation thermique	75
5-4 L'âge du Tuf volcanique	78
6- CONCLUSION	80
DISCUSSION ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES	81
REMERCIEMENTS	83
BIBLIOGRAPHIE	84
Table des figures et tables	90
Annexes 1 Données Apatites	91
Annexes 2 Données Zircons	108
Annexes 3 Article en cours de lecture	111
Table des matières	120

