

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

---

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE E  
AMBIENTALI

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Tesi di Laurea Magistrale

Evoluzione termocronologica di bassa  
temperatura del Massiccio di Alanya  
(Turchia)

Candidato:  
Giuseppe Lo Mauro

Relatore:  
Prof. William Cavazza

Correlatore:  
Dott. Thomas Gusmeo

---

---

Sessione Dicembre 2022  
Anno Accademico 2021/2022



# INDICE

|  |    |
|--|----|
| RIASSUNTO.....   | 5  |
| ABSTRACT .....   | 6  |
| 1. INTRODUZIONE .....  | 8  |
| 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....                                   | 10 |
| 2.1 LA CATENA DEI TAURI .....                                      | 10 |
| 2.1.1. Le unità tettonostratigrafiche della catena dei Tauri ..... | 11 |
| 2.1.2. Bacini oligo-miocenici .....                                | 12 |
| 2.2. CIPRO.....  | 15 |
| 2.3. IL MASSICCIO DI ALANYA.....                                   | 16 |
| 2.3.1. Ricostruzioni paleotettoniche del Massiccio di Alanya. .... | 19 |
| 3. CAPIONAMENTO E METODI ANALITICI .....                           | 24 |
| 3.1. CAMPIONAMENTO .....   | 24 |
| 3.2. PREPARAZIONE DEI CAMPIONI .....                               | 24 |
| 3.3. (U-Th)/He SU APATITE .....                                    | 26 |
| 3.4 TRACCE DI FISSIONE SU APATITE .....                            | 27 |
| 4. RISULTATI .....   | 30 |
| 4.1. (U-Th)/He SU APATITE .....                                    | 30 |
| 4.2. TRACCE DI FISSIONE SU APATITE .....                           | 32 |
| 5. DISCUSSIONE .....   | 36 |
| 5.1 EVOLUZIONE DEL MASSICCIO DI ALANYA .....                       | 36 |
| 5.2 INDIZI SULLA STRUTTURAZIONE DEL MASSICCIO DI ALANYA .....      | 43 |
| 5.3 L'UNITÀ DI ANAMUR.....   | 44 |
| 6. CONCLUSIONI.....  | 45 |
| APPENDICE 1: TECNICHE ANALITICHE .....                             | 46 |
| A1.1. ANALISI DELLE TRACCE DI FISSIONE .....                       | 47 |
| A1.1.1. FORMAZIONE E STRUTTURA DELLE TRACCE DI FISSIONE.....       | 47 |
| A1.1.1.1. Fissione nucleare .....                                  | 47 |
| A1.1.1.2. Formazione delle tracce di fissione .....                | 47 |
| A1.1.1.3. Struttura delle tracce di fissione .....                 | 48 |
| A1.1.1.4. Attacco chimico .....                                    | 49 |
| A1.1.2. PRINCIPI DEL METODO DI DATAZIONE.....                      | 51 |
| A1.1.2.1. La costante di decadimento .....                         | 53 |
| A1.1.2.2. Dosimetria dei neutroni .....                            | 54 |

|  |    |
|--|----|
| A1.1.2.3. L'approccio età standard .....                         | 54 |
| A1.1.2.4. $\zeta$ Factor .....                                   | 56 |
| A1.1.2.5. Metodo di datazione con rilevatore esterno (EDM) ..... | 57 |
| A1.1.3. ANNEALING DELLE TRACCE DI FISSIONE .....                 | 57 |
| A1.1.3.1. Annealing in laboratorio.....                          | 57 |
| A1.1.3.2. Annealing in condizioni naturali .....                 | 58 |
| A1.1.3.3. Partial annealing zone (PAZ) .....                     | 59 |
| A1.1.3.4. La temperatura di chiusura .....                       | 59 |
| A1.1.3.5. Annealing e lunghezza delle tracce di fissione. ....   | 60 |
| A1.1.4. RAPPRESENTAZIONE DEI DATI E CALCOLO DELL'ETÀ .....       | 61 |
| A1.2. METODO (U-TH)/HE .....                                     | 63 |
| A1.2.1. L'ACCUMULO DI HE.....                                    | 63 |
| A1.2.1.1. Attuabilità del metodo .....                           | 64 |
| A1.2.1.2. Metodologie di misurazione delle concentrazioni.....   | 64 |
| A1.2.2. (U-TH)/HE SU APATITE .....                               | 64 |
| A1.2.3. METODI INTERPRETATIVI E PROBLEMI ANALITICI.....          | 65 |
| A1.2.3.1. Spettri $^4\text{He}/^3\text{He}$ .....                | 65 |
| A1.2.3.2. ALFA ( $\alpha$ )-RECOIL .....                         | 65 |
| A1.2.3.3. Eterogeneità di U e Th.....                            | 67 |
| A1.2.4. PERDITA DI HE PER DIFFUSIONE .....                       | 67 |
| A1.2.5. ZONA DI RITENZIONE PARZIALE (PRZ).....                   | 68 |
| APPENDICE 2: ULTERIORI DATI SULLE ANALISI.....                   | 70 |
| A2.1. GRAFICI AGGIUNTIVI ANALISI (U-TH)/HE.....                  | 71 |
| A2.2. OSSERVAZIONI SUI CRISTALLI DI APATITE .....                | 74 |
| BIBLIOGRAFIA.....  | 76 |

## RIASSUNTO

Il Massiccio di Alanya è un massiccio metamorfico situato nella catena dei Tauri centrali (Turchia meridionale) costituito da tre falde tettoniche (dal basso verso l'alto strutturale: Mahmutlar, Sugözü, Yumrudağ) metamorfosate in facies variabili da scisti verdi ad eclogite nel Campaniano (84-75 Ma) e sovrascorse verso nord sull'autoctono Tauride durante l'Eocene inferiore e medio. L'integrazione di dati termocronologici preesistenti e nuovi dati raccolti durante questo studio per mezzo dei metodi delle tracce di fissione (AFT) e (U-Th)/He (AHe) entrambi su apatite, ha vincolato meglio la strutturazione eocenica del massiccio e la sua successiva evoluzione nell'Oligo-Miocene.

Le età centrali AFT e quelle AHe coprono collettivamente un intervallo di tempo compreso tra l'Eocene inferiore e il Miocene medio (51 Ma - 14 Ma) con la sola eccezione di un campione di arenaria dell'Unità di Anamur (Paleocene-Eocene) che presenta età mesozoiche non resettate. Il bacino sedimentario di avampaese in cui si è depositata l'Unità di Anamur è infatti stato caratterizzato da una subsidenza relativamente modesta che non ha consentito alla successione sedimentaria di essere resettata.

I risultati indicano che la falda intermedia di Sugözü ha conservato la memoria termocronologica del principale evento deformativo eocenico che ha interessato il Massiccio di Alanya in un contesto di tipo compressivo. Le età AFT e AHe dei campioni provenienti dalle altre unità del massiccio si concentrano invece tra l'Oligocene e il Miocene inferiore.

Queste età si inquadrano bene nel contesto regionale caratterizzato dallo sviluppo di bacini sedimentari di carattere estensionale-transtensionale sia sulla terraferma (Adana, Mut, Tuzgözü, Ecemiş) che nell'immediato *offshore* (Cilicia). Durante questo intervallo di tempo un regime tettonico estensionale, testimoniato dai nostri dati e riconoscibile in una vasta area che si estende dall'Anatolia centrale alla Dorsale di Kyrenia a Cipro, ha determinato l'esumazione estensionale del Massiccio di Alanya e la formazione dei bacini sedimentari che circondano l'area di studio. Anche nel Massiccio di Alanya si riconosce quindi la transizione da un regime tettonico compressivo eocenico ad un regime tettonico estensionale oligocenico-miocenico come per l'area egea e peri-egea ad ovest.

## ABSTRACT

The Alanya Massif is a metamorphic massif located in the central Taurides (southern Turkey) and featuring a succession of three nappes: Mahmutlar, Sugözü, Yumrudağ, from bottom to top. These nappes have recorded metamorphic grades variable from greenschist to eclogitic during the Campanian (84-75 Ma) and were thrust northward over the Tauride autochthon in the Early-Middle Eocene. Thanks to the integration of preexisting data and new thermochronological data collected during this study with apatite fission tracks (AFT) and (U-Th/He) (AHe) analyses, we obtained new constraints about the emplacement of the massif and its subsequent evolution.

AFT central ages and AHe mean ages range collectively from the Early Eocene to the Middle Miocene (51Ma - 14Ma), except for a single Mesozoic non-reset age obtained from a sandstone sample from the Anamur Unit (Paleocene-Eocene). The foreland sedimentary basin where the Anamur Unit was deposited, related to the southward thrusting of the Aladağ Nappe, featured a relatively modest subsidence that did not permit the resetting of the apatite grains.

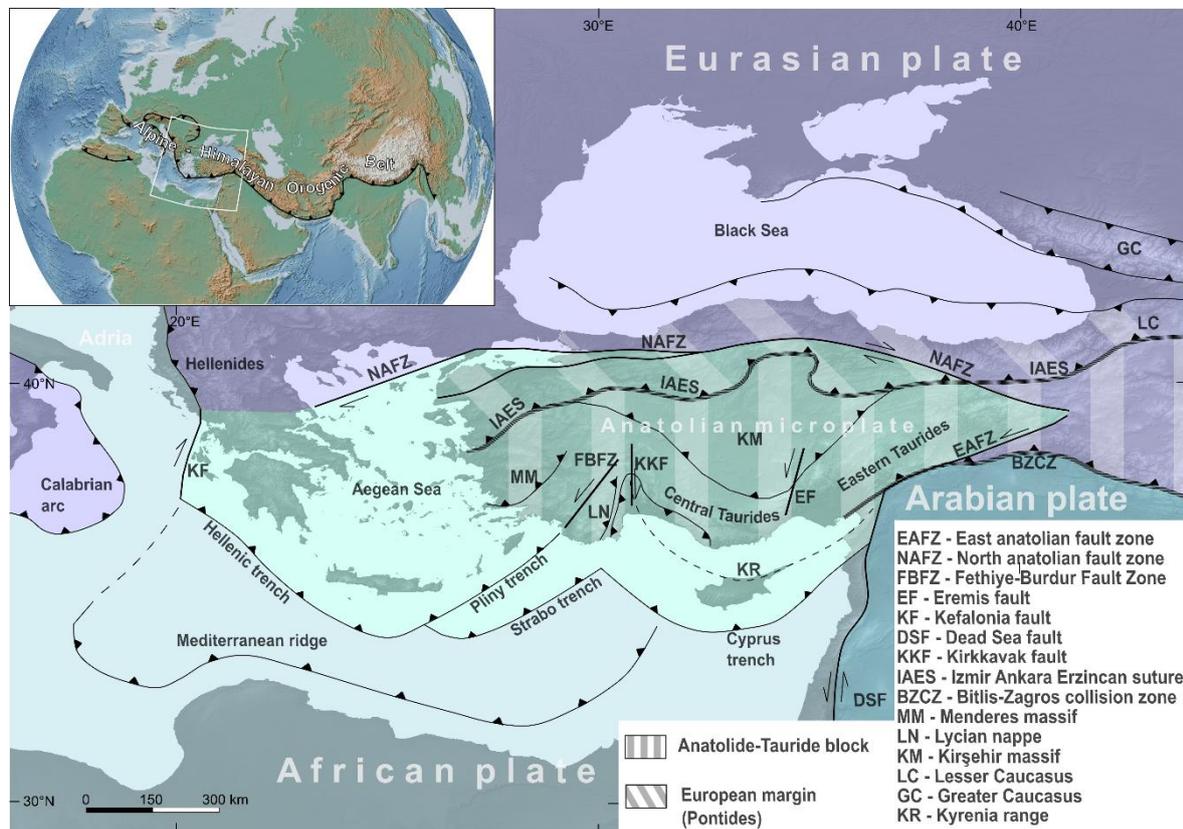
The results indicate that the structurally intermediate Sugözü nappe has retained the thermochronologic memory of the Eocene main compressional regime responsible for the overall structural superposition of the Alanya Massif nappes. Conversely, AFT and AHe ages from the other units of the massif cluster in the Oligocene - Early Miocene. Such ages can be framed within a regional context characterized by coeval and widespread development of extensional-transensional sedimentary basins, both onshore (Adana, Mut, Tuzgölü, Ecemiş) and offshore (Cilicia). During this time interval a large area that extends from central Anatolia to the Kyrenia range of Cyprus was affected by an extensional tectonic regime, ultimately determining exhumation of the Alanya Massif and formation of the basins surrounding the study area. From a wider perspective, we can conclude that the post-metamorphic structural evolution of the Alanya Massif has recorded the transition from an Eocene compressional regime to an Oligocene extensional one, in broad agreement with the situation in the Aegean and peri-Aegean domains to the west



# 1. INTRODUZIONE

L'attuale assetto geologico della penisola anatolica è il prodotto dell'accrescimento di una serie di masse continentali che si sono unite tra il Paleozoico superiore e il Cenozoico in seguito alla collisione di vari elementi litosferici e alla conseguente chiusura dei bacini oceanici afferenti al dominio tetideo (Şengör & Yilmaz, 1981; Robertson, 2004; Okay et al., 2006; Okay, 2008; Robertson et al., 2013).

Queste masse continentali sono raggruppabili nelle tre unità tettoniche principali descritte in Turchia (Fig. 1), ossia, da sud a nord, la Piattaforma Araba, il Blocco Anatolico-Tauride e le Pontidi (Ketin, 1966). Le Pontidi sono costituite, a loro volta, da tre *terrane* (Strandja, Istanbul e Sakarya; Okay, 2008) che occupano la porzione più settentrionale della Turchia. Questi blocchi sono accomunati da affinità con il supercontinente Laurasia e sono delimitati a sud dalla sutura di Izmir-Ankara-Erzincan (Fig. 1) che li separa dal Blocco Anatolico-Tauride (Okay, 2008).



**Figura 1.** Mappa tettonica della Penisola Anatolica e delle regioni circostanti (modificato da Dilek & Sandvol, 2009). Box: Schema che rappresenta la posizione geografica della catena Alpino-Himalayana e la posizione dell'area rappresentata nella figura 1.

Il Blocco Anatolico-Tauride è stato talvolta descritto come una singola unità paleogeografica, ossia una singola massa continentale confinata da bacini oceanici (Göncüoğlu et al., 1997; Barrier & Vrielynck, 2008). Alternativamente, è stato proposto che questa unità sia a sua volta il prodotto dell'accrescimento di frammenti continentali indipendenti nel Mesozoico (Robertson 1998, 2000; Robertson et al., 2013; Garfunkel 1998, 2004).

Le rocce che lo costituiscono hanno affinità con i terreni a sud del dominio tetideo (Gondwana) e hanno subito metamorfismo durante la collisione con le Pontidi avvenuta durante l'orogenesi alpina (Okay, 2008).

La porzione settentrionale metamorfosata del blocco è suddivisa in 3 principali zone metamorfiche (Okay, 2008), riunite nelle cosiddette Anatolidi, mentre la porzione meridionale, non metamorfosata, è costituita dai Tauri (Okay et al., 2006). La catena dei Tauri è formata dall'impilamento di una serie di falde tettoniche costituite da rocce di età compresa tra il Paleozoico e l'inizio del Cenozoico (e.g. Gutnic et al., 1979; Özgül, 1984) di cui fanno parte due massicci metamorfici ossia il Massiccio di Bitlis e il Massiccio di Alanya.

Il Massiccio di Alanya è l'oggetto di questo studio che ha raccolto nuovi dati sulla sua evoluzione sfruttando i metodi termocronologici delle tracce di fissione su apatite e dell' $U-Th/He$  su apatite, la cui trattazione teorica è riportata in appendice. Nonostante infatti il massiccio metamorfico sia stato studiato da molteplici gruppi di ricerca negli ultimi 70 anni, la complessità geologica e strutturale dell'area non ha permesso di trovare una risposta univoca ad alcuni quesiti circa l'origine dei protoliti delle rocce metamorfiche del massiccio e il loro legame con le unità geologiche circostanti. Restano infatti molteplici le ricostruzioni paleogeografiche e i modelli evolutivi proposti per l'area di studio e descritti nel capitolo 2.3.1.

I dati termocronologici disponibili per il Massiccio di Alanya, (Fig. 6; Tab. 1), sono riportati in Çetinkaplan et al. (2016) e Çetinkaplan (2018) e riguardano termocronometri ( $U-Pb$  su rutilo e zirconio,  $Ar^{40}/Ar^{39}$  su muscovite e fengite) che hanno temperature di chiusura maggiori di  $400^{\circ}C$  e pertanto ci danno dei vincoli rispetto all'età del metamorfismo, il quale è, secondo alcuni modelli (Çetinkaplan et al, 2016; Robertson & Parlak, 2020), associato alla subduzione delle rocce oggi parte del massiccio.

Rimane invece poco vincolata la storia della strutturazione ed esumazione del Massiccio di Alanya che soltanto in base a dati di tipo stratigrafico si ritiene essersi completata durante l'Eocene. L'esistenza però di età centrali oligoceniche calcolate precedentemente per mezzo del metodo delle tracce di fissione (Mittiga, 2015) svela un'evoluzione ben più complessa per l'area in esame durante il Cenozoico. Periodo durante il quale si assiste anche alla nuova fase tettonica che coinvolge la catena dei Tauri e determina la strutturazione di una serie di bacini sedimentari (Bacino di Antalya, Bacino di Adana-Cilicia, Bacino di Mut) che oggi sono parzialmente invertiti. Per mezzo dei nuovi dati termocronologici di bassa temperatura ottenuti e qui presentati si cercherà di indagare proprio questa fase terminale dell'evoluzione del Massiccio di Alanya.

Al capitolo introduttivo segue un capitolo dedicato all'inquadramento geologico del Massiccio di Alanya e dell'intorno dell'area di studio (Capitolo 2).

Nel capitolo 3 vi è invece una breve descrizione dei metodi utilizzati nel corso di questo studio, mentre la loro trattazione teorica è riportata in appendice.

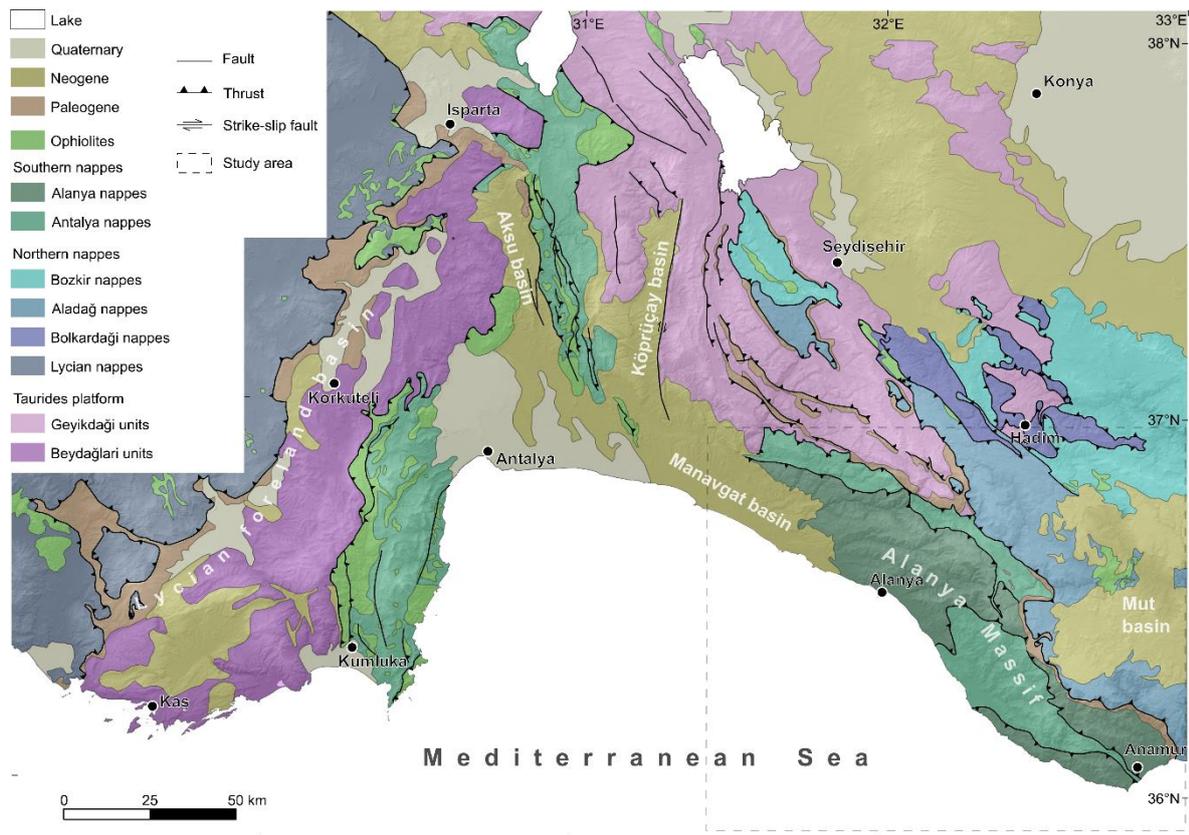
Il capitolo 4 è dedicato alla descrizione dei risultati ottenuti, che saranno discussi alla luce delle conoscenze geologiche disponibili per l'area di studio nel successivo capitolo (Capitolo 5). Infine, nel capitolo 6 saranno trattate le conclusioni che scaturiscono dai nuovi dati termocronologici.

## 2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

### 2.1 La catena dei Tauri

La catena dei Tauri attraversa da E a O la Turchia meridionale e rappresenta una porzione, estesa circa 2000 km, della catena Alpino-Himalayana (Fig. 1).

Due importanti lineamenti tettonici, cioè la zona di faglia di Ecemiş ad est e la zona di faglia di Kirkkavak ad ovest, permettono di distinguere i Tauri Centrali (Fig. 1), compresi tra i due lineamenti, dai Tauri Occidentali e dai Tauri Orientali (Özgül, 1971, 1984).



**Figura 2.** Carta geologica dell'Angolo d'Isparta in cui sono rappresentate le principali unità tettonostratigrafiche della catena dei Tauri e i bacini sedimentari terziari che a queste si sovrappongono (modificato da McPhee et al., 2019 e Şiş et al., 2020).

L'Angolo di Isparta (Fig. 2) suddivide la catena in due rami, che presentano una diversa orientazione e un diverso assetto strutturale, ma rimangono simili stratigraficamente (Gasperi, 1985; Dilek & Rowland, 1993). L'asimmetria tra i due fianchi dell'Angolo di Isparta si legge anche nel diverso stile deformativo che interessa il riempimento dei bacini neogenici che insistono nell'intorno di questa peculiare morfostruttura, ed è evidenziata anche da una progressiva riduzione della deformazione di tali successioni sedimentarie da O a E (Çiner et al. 2008).

L'Angolo d'Isparta, descritto per la prima volta come *Corbure d'Isparta* (Blumenthal 1951, 1963), è il risultato della deformazione neotettonica che ha comportato la rotazione di uno o entrambi i fianchi della morfostruttura durante il Miocene (Kissel & Poisson 1987; Kissel et al., 1993; Morris & Robertson 1993; Piper et al., 2002; Van Hinsbergen et al.,

2010). Questa deformazione si sovrappone però ad un processo deformativo ben più antico, cioè quello che avrebbe comportato prima l'apertura di un bacino oceanico in seguito ad un processo di *rifting* diacronico e poi la conseguente chiusura del bacino nel tardo Cretaceo - Paleocene (Dilek & Rowland, 1993; Poisson, 2011).

La descrizione della catena dei Tauri che segue si concentra principalmente sui Tauri Centrali poiché li è situata l'area oggetto di studio. Esiste comunque per le unità geologiche descritte, una certa continuità laterale tra i tre rami dell'intera catena.

L'assetto strutturale della catena è caratterizzato infatti da una serie di unità tettonostratigrafiche (Figg. 2, 3) costituite per lo più da rocce sedimentarie, più raramente metamorfiche, che hanno un'età compresa tra il Cambriano e il Cenozoico (e.g. Gutnic et al., 1979; Özgül, 1976, 1984). Le unità strutturalmente più basse sono l'autoctono Beydağlari e il cosiddetto para-autoctono Geyikdaği che racchiudono le unità di piattaforma afferenti al cosiddetto *Axe calcaire du Taurus*, poiché a dispetto della loro posizione strutturale, tali unità sveltano topograficamente all'interno della catena (Ricou et al., 1975). Strutturalmente più in alto si trovano invece delle unità definite alloctone sovrascorse da nord come le unità di Aladağ, Bolkardaği e Bozkir, o da sud come le unità di Antalya e Alanya (Fig. 3; Özgül & Arpat, 1973; Özgül, 1976, 1984).

Le unità che costituiscono oggi la catena dei Tauri erano parte di un'estesa piattaforma originariamente contigua al supercontinente Gondwana (Şengör & Yilmaz 1981; Özgül, 1984). Tra la fine del Permiano e l'inizio del Triassico vi è stata però una fase di *rifting* che ha determinato una rivoluzione del dominio tetideo e la genesi di una o più masse continentali indipendenti quale il Blocco Anatolico-Tauride (e.g. Şengör & Yilmaz 1981; Robertson et al., 2013). Tra il Cretaceo e il Paleogene avviene la collisione tra il Blocco Anatolico-Tauride e le Pontidi, ormai parte di Eurasia a partire dal Triassico, comportando la formazione della catena dei Tauri (e.g. McPhee et al., 2018).

### **2.1.1. Le unità tettonostratigrafiche della catena dei Tauri**

La piattaforma Beydağlari costituisce l'avampese scarsamente deformato dei Tauri, (McPhee et al., 2018, 2019) e quindi l'unità strutturalmente più bassa (Fig. 3). Essa è costituita da una successione sedimentaria di piattaforma carbonatica mesozoica-oligocenica (Özer et al., 2001). Su questa unità definita autoctona, è sovrascorsa durante l'Eocene la Piattaforma Geyikdaği, (McPhee et al., 2018), che può essere considerata l'originaria prosecuzione orientale della piattaforma Beydağlari (Gutnic et al., 1979).

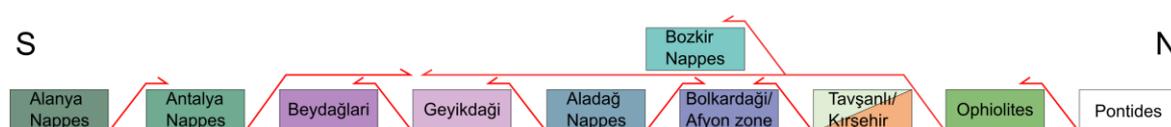
L'Unità Geyikdaği è caratterizzata da una stratigrafia e da uno spessore variabile, ma generalmente è caratterizzata da una successione sedimentaria che va dal Precambriano al Paleogene costituita per lo più da rocce carbonatiche. La porzione paleozoica della successione è chiusa da una successione torbidity su cui poggia una successione carbonatica di rocce formate tra il Mesozoico e il Paleogene (Gutnic et al., 1979; Özgül, 1976, 1984).

L'unità alloctona più settentrionale della catena è l'Unità Bolkardaği che determina il passaggio tra il Massiccio Centrale Anatolico, in particolare la Zona metamorfica di Afyon, e la catena dei Tauri (Okay, 1984; Özgül, 1984; Candan et al., 2005). Tale unità è caratterizzata da rocce metamorfiche nella facies a scisti verdi il cui grado metamorfico si riduce verso sud (Özgül, 1984; McPhee et al., 2018).

Più a sud si trova invece l'unità alloctona di Aladağ, chiamata in letteratura anche Hadim Nappe (Blumenthal, 1944; Monod, 1977; Gutnic et al., 1979). Tale unità è costituita da una successione sedimentaria abbastanza continua deposta tra il Devoniano superiore e il Cretaceo superiore e rappresentata da rocce carbonatiche e clastiche di mare basso (Özgül,

1984). L'Unità di Aladağ oltre ad essere sovrascorsa sulle unità autoctone e para-autoctone della catena è talvolta sovrapposta all'Unità Bolkardağı per mezzo di *backthrusts* (Figg. 2, 3) (McPhee et al., 2018). Le due unità alloctone sopradescritte sarebbero sovrascorse sulla piattaforma o unità Geyikdağı nell'Eocene medio (Luteziano) come testimoniato dall'età dei sedimenti sinorogenici più recenti al tetto della unità para-autoctona (Gutnic et al., 1979).

Sulle falde tettoniche di Aladağ e Bolkardağı si trova infine l'Unità Bozkir, equivalente della Beyşehir-Hoyran-Hadim nappe (Monod, 1977; Gutnic et al., 1979), un *melange* ofiolitifero costituito da blocchi che hanno un'età compresa tra il Triassico superiore e il Cretaceo superiore, (Özgül, 1976, 1984; Monod, 1977; Andrew & Robertson, 2002).



**Figura 3.** Schema tettonostratigrafico semplificato delle principali unità della Turchia centrale. Sono state omesse le falde della Licia (modificato da McPhee et al., 2018).

Le unità tettoniche strutturalmente più in alto nell'intera catena dei Tauri sono infatti dei massicci ofiolitici (Figg. 2, 3), che sono costituiti da ofioliti formatesi in contesti di *supra-subduction zone* (SSZ) e obdote nel Cretaceo superiore per la collisione di sistemi arco-fossa intraoceanici con i margini continentali di differenti bacini oceanici afferenti al dominio tetideo, che da N a S sono l'Oceano Izmir-Ankara-Erzincan, l'Oceano Intratauride e la Neotetide Meridionale (e.g. Robertson et al., 2013; Parlak, 2016). Tali oceani avrebbero iniziato la loro subduzione più o meno contemporaneamente nel Cretaceo superiore, data la firma da *SSZ ophiolite* dei massicci ofiolitici (Parlak, 2016 e relativa bibliografia).

Le unità sovrascorse da sud sulla piattaforma Beydağları-Geyikdağı ossia le unità di Alanya e di Antalya saranno descritte più dettagliatamente nei capitoli successivi.

### 2.1.2. Bacini oligo-miocenici

Sul basamento costituito dalle unità che costituiscono la catena dei Tauri si sono sviluppati nel tardo Cenozoico, generalmente a partire dal Miocene, una serie di bacini che ci danno informazioni sull'evoluzione della catena nei tempi più recenti (Figg. 2, 4). Nell'intorno dell'area di studio citiamo e descriviamo il Bacino della Licia, il Bacino di Antalya e il Bacino di Mut.

Il **Bacino di Mut** o Mut-Ermenek (Figg. 2, 4) si è formato sulla sommità della catena dei Tauri in seguito ad una fase estensionale che si è sviluppata tra l'Eocene medio e l'Oligocene (e.g. Robertson 2000) contestualmente ad una fase di crescita topografica che ha interessato molteplici settori della catena dei Tauri (e.g. Eriş et al., 2005; Şafak et al., 2005). Lo spazio di accomodamento così formatosi è stato riempito da una successione sedimentaria di età compresa tra l'Oligocene e il Miocene che alla base è caratterizzata da depositi continentali talvolta in facies lacustri che passano a depositi francamente marini nel Miocene medio e superiore (Cosentino et al., 2012). I depositi più antichi, cioè quelli depositi nel Bacino di Mut tra la fine dell'Oligocene e il Miocene inferiore, sono deformati e ruotati dalle faglie che hanno permesso la formazione del bacino sedimentario, a differenza della successione del Miocene medio e superiore che appare oggi poco o per nulla deformata (Cosentino et al., 2012).

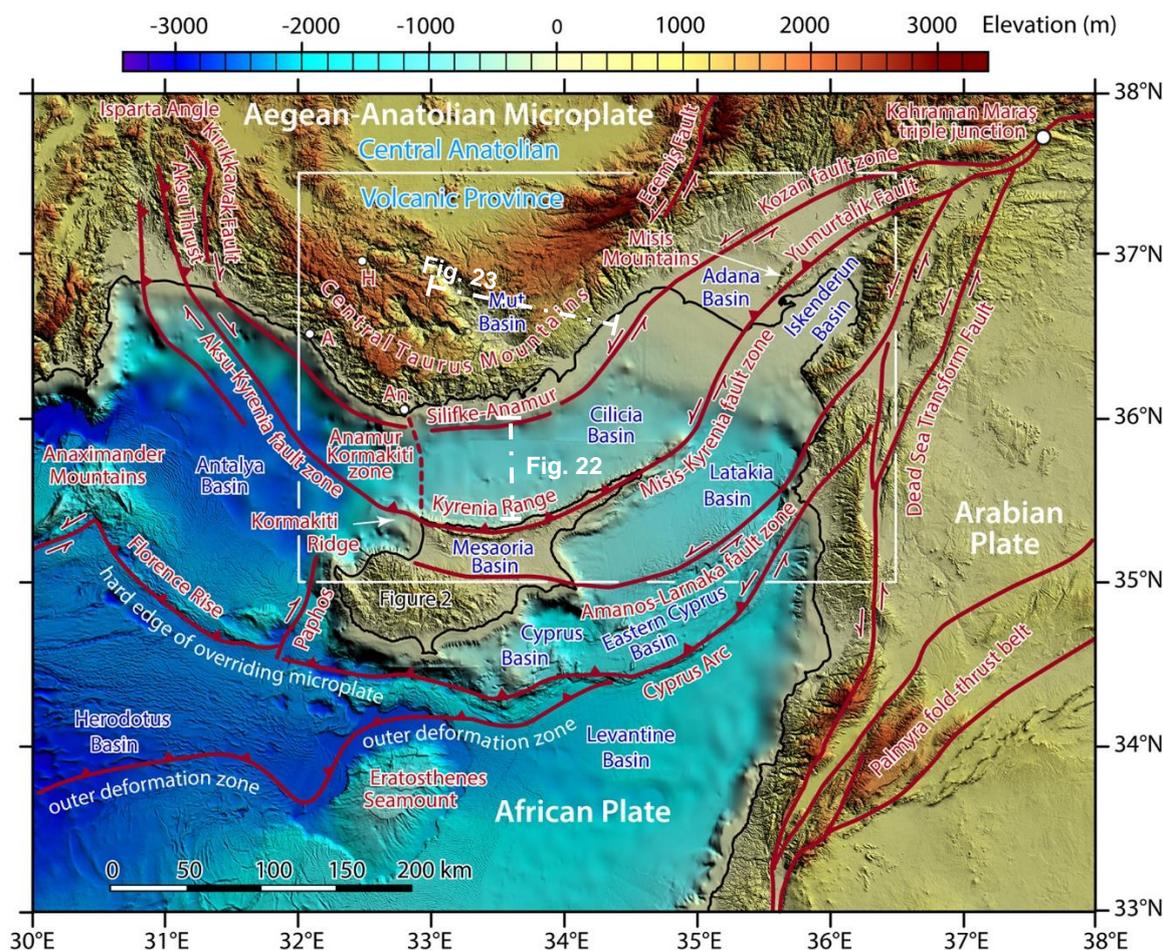


Figura 4. Schema tettonico del settore nord-orientale del Mediterraneo Orientale (Aksu et al., 2021).

Il **Bacino delle Licia** (Fig. 2) racchiude una serie di affioramenti che occupano il fianco occidentale dell'Angolo d'Isparta e può essere considerato come il bacino di avanfossa associato all'avanzamento delle falde della Licia e alla conseguente flessurazione dell'area di avampaese (Hayward, 1984). Le falde sono sovrascorse su sedimenti del Langhiano ma i sovrascorrimenti sono ricoperti da sedimenti Serravalliani che ne vincolano la tempistica (Flecker et al., 2005). Differente è la genesi del Sottobacino Kumluca, posto a nord dell'omonima cittadina (Fig. 2), che invece sarebbe il prodotto della flessurazione della piattaforma carbonatica Beydağları in seguito al sovrascorrimento con vergenza occidentale dell'Unità di Antalya (Hayward & Robertson, 1982).

Il **Bacino di Antalya** si trova nella porzione centrale dell'Angolo di Isparta tra i Tauri Centrali e Occidentali, che ne costituiscono il basamento, ed è suddiviso nei tre sottobacini di Manavgat, Köprüçay e Aksu da due lineamenti tettonici (Fig. 2), ossia la faglia di Kırkkavak e il sovrascorrimento di Aksu (Figg. 2, 4) (e.g. Çiner et al. 2008). L'origine dell'intero bacino era stata inizialmente imputata agli effetti dell'avanzamento delle falde della Licia (Flecker et al., 1995; Flecker et al., 1998), che possono effettivamente aver influenzato l'evoluzione dei sottobacini di Aksu e Köprüçay (Flecker et al., 2005; Çiner et al., 2008) ma più difficilmente l'evoluzione del sottobacino di Manavgat. Quest'ultimo, infatti, presenta un'orientazione geografica grosso modo perpendicolare al fronte delle falde della Licia e si trova distante circa 100 km dal fronte stesso. L'evoluzione dei sottobacini di Köprüçay e Aksu sarebbe comunque principalmente influenzata dall'attività dei due

principali lineamenti tettonici che limitano tali bacini (Flecker et al., 2005; Çiner et al., 2008). Sono state invece evidenziate delle similitudini stratigrafiche tra il Sottobacino di Manavgat e il Bacino di Adana che farebbero supporre un'origine comune (Karabiyikoğlu et al., 2000).

La stratigrafia del Bacino di Antalya (Karabiyikoğlu et al., 2000; Çiner et al., 2008) è caratterizzata dalla deposizione dei Calcari di Oymapinar (Burdigaliano - Langhiano) su dei conglomerati basali nei sottobacini di Köprüçay e Manavgat. Sulla successione di carbonati marini di ambiente poco profondo dei Calcari di Oymapinar si è poi depositata la Formazione di Karpuzçay (Langhiano-Serravalliano) costituita da arenarie e marne di ambiente marino che nei sottobacini di Aksu e Köprüçay è accompagnata da depositi conglomeratici che chiudono la successione.

I bacini sopradescritti si trovano oggi anche ad altitudini di circa 2000 m. A partire dal Miocene superiore (circa 7-8 Ma, Cosentino et al., 2012; Schildgen et al., 2014), avviene infatti il sollevamento della porzione oggi emersa dei bacini miocenici, mentre a sud si imposta una consistente subsidenza (Schildgen et al., 2012; Hall et al., 2014; Walsh-Kennedy et al., 2014; Fernandez-Blanco et al., 2019). A sud della costa turca si possono infatti distinguere alcuni di questi bacini sedimentari originatisi tra l'Oligocene e il Miocene e oggi ancora sommersi, in particolare il Bacino della Cilicia e la prosecuzione sommersa del Bacino di Antalya (Fig. 4).

Quest'ultimo prosegue in mare verso sud sino all'Arco di Cipro e al *Florence rise* ed è delimitato ad ovest dalla prosecuzione sottomarina della piattaforma Beydağları cioè le Montagne di Anassimandro, mentre ad est è collegato al Bacino della Cilicia. Il bacino è parzialmente riempito da una successione sedimentaria, correlabile alla sua porzione emersa, che si è depositata in un intervallo di tempo compreso tra il Miocene e il Quaternario (Işler et al., 2005). Da un punto di vista strutturale, è interessato da una deformazione polifasica, che possiamo riassumere in due fasi principali. Nel Miocene medio e superiore si assiste ad una fase compressiva, riconosciuta anche a terra (Işler et al., 2005; McPhee et al., 2018), che determina la formazione di una *fold-and-thrust belt* costituita da strutture con vergenza occidentale e sud-occidentale che si correlano alle strutture mappate a terra nell'Angolo d'Isparta (Sovrascorrimento di Aksu) e a nord di Cipro (Dorsale di Kyrenia) (Fig. 4). La fase compressiva è seguita da una fase di evoluzione tettonica più complessa che si manifesta con la coesistenza di domini compressivi, estensionali e trascorrenti nel Plio-Quaternario (Işler et al., 2005; Hall et al., 2014).

Alla pari del Bacino di Antalya il **Bacino della Cilicia** rappresenta la prosecuzione *offshore* di un bacino sedimentario oggi emerso, in questo caso del Bacino di Adana (Aksu et al., 2005), ed è caratterizzato da una zona depocentrale arcuata ed allungata tra la catena dei Tauri a nord e il Lineamento Misis-Kyrenia, separata dal Bacino di Antalya dal Lineamento Anamur-Kormatiti (Fig. 4).

Il Bacino della Cilicia e il Bacino di Adana rappresentano due porzioni del medesimo bacino sedimentario. Sono molteplici le ipotesi che tentano di spiegare la formazione del bacino con diversi processi ossia: la cinematica trascorrente associata all'evoluzione della giunzione tripla di Kahraman Maraş (e.g. Şengör et al., 1985; Kempler & Garfunkel, 1994); la flessurazione indotta dall'avanzamento della catena dei Tauri (Williams et al., 1995); la formazione di una depressione intracratonica (Kelling et al., 1987); la tettonica estensionale che interessa l'*upper plate* in seguito al *rollback* dello *slab* africano (e.g. Robertson, 1998).

Il modello più recente (Işler et al., 2005; Aksu et al., 2005; Hall, 2014; Aksu et al., 2021 e relativa bibliografia) associa la formazione del Bacino di Cilicia-Adana all'evoluzione della catena dei Tauri che determina la formazione di un grande bacino di avampaese. Successivamente, nel Miocene superiore, il bacino sarebbe stato frammentato dall'avanzamento del fronte della catena dei Tauri che avrebbe comportato la formazione di

una serie di sovrascorrimenti alla scala crostale come il Lineamento Misis-Kyrenia-Anamur e la Catena Kyrenia-Aksu (Fig. 4).

## 2.2. Cipro

In letteratura diversi autori propongono delle correlazioni tra le unità che costituiscono il Massiccio di Alanya e le rocce affioranti sull'isola di Cipro.

L'isola di Cipro è costituita da quattro zone o elementi geologici principali ossia il Complesso di Mamonia, l'ofiolite di Troodos, una successione di sedimenti di età dal Cretaceo all'attuale definita come successione autoctona che affiora principalmente a nord dell'ofiolite di Troodos nel Bacino della Mesaoria e la Dorsale di Kyrenia (Fig. 5).

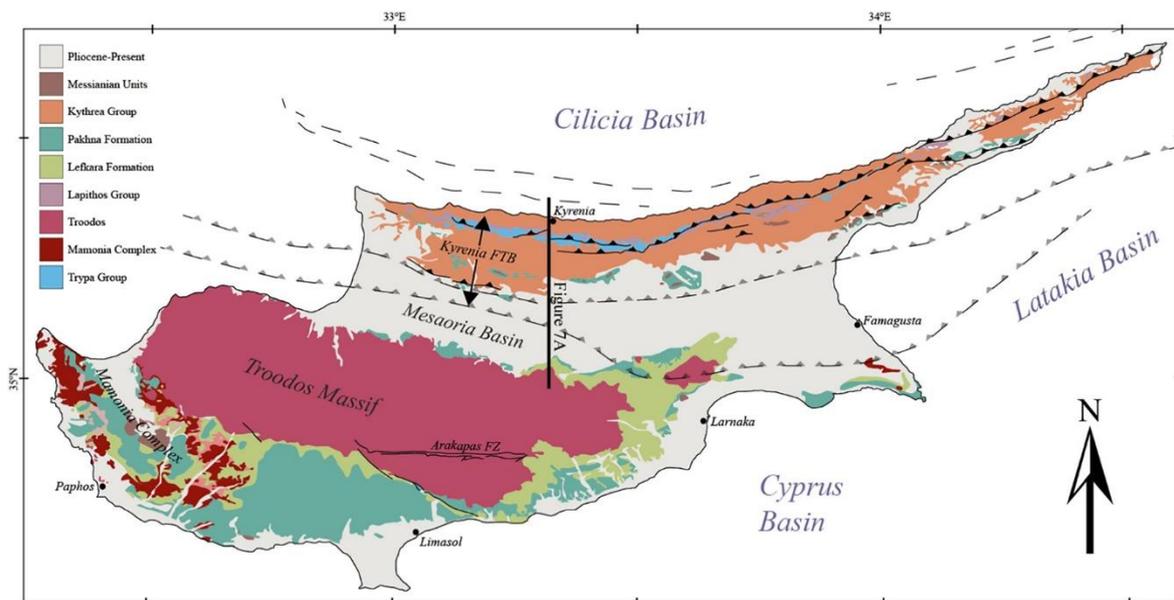


Figura 5. Carta geologica semplificata dell'isola di Cipro (McPhee & Van Hinsbergen, 2019).

Il Complesso di Mamonia racchiude una serie di unità fortemente deformate costituite da rocce vulcaniche e sedimentarie di età comprese tra il Triassico e il Cretaceo formatesi in un contesto di margine continentale passivo, probabilmente a nord del supercontinente Gondwana (e.g. Swarbrick & Robertson, 1980; Moores et al., 1984). Secondo un modello alternativo tali unità sarebbero comparabili a quelle dell'Unità di Antalya e considerate come indipendenti dal margine meridionale della Neotetide meridionale (e.g. Robertson & Woodcock, 1979).

L'ofiolite di Troodos rappresenta un resto di crosta oceanica prodotta 92-90 Ma (Mukasa & Ludden, 1987) in un contesto di *supra subduction zone* (e.g. Pearce & Robinson, 2010) ed è correlabile alle unità ofiolitifere poste al tetto dell'Unità di Antalya (Parlak, 2016).

A N, l'ofiolite di Troodos prosegue al di sotto del Bacino della Mesaoria il cui riempimento viene associato alla cosiddetta successione autoctona di Cipro. Alla base di tale successione vi sono i sedimenti accumulati tra il Cretaceo e l'Oligocene in un contesto di bacino profondo. Su di essi si sovrappongono i depositi sintettonici associati al dominio di avampaese connesso alla subduzione dell'ofiolite di Troodos sotto una massa continentale oggi rappresentata dalla Dorsale di Kyrenia (Robertson et al., 1995). La strutturazione della

Dorsale di Kyrenia determina la deposizione di una successione sedimentaria sintettonica sulla quale si depositano le evaporiti messiniane e una successione Plio-Pleistocenica poco deformata (e.g. Robertson et al., 2019 e relativa bibliografia).

La porzione più settentrionale dell'isola di Cipro è occupata dalla Dorsale di Kyrenia caratterizzata da una struttura embriicata di falde alloctone impilate da sovrascorrimenti sudvergenti (e.g. Robertson & Kinnaird, 2016). Il nucleo della dorsale è costituito dal Gruppo di Trypa che racchiude le unità geologiche costituite da rocce carbonatiche mesozoiche metamorfosate durante il Cretaceo e pertanto correlabili alle unità metamorfosate che costituiscono il Massiccio di Alanya (Çetinkaplan et al., 2016; Robertson & Parlak, 2020). Il Gruppo di Trypa termina con una discordanza sulla quale si depositano tre ulteriori gruppi di formazioni ossia, il Gruppo di Lapithos (Cretaceo superiore-Eocene medio) costituito da carbonati pelagici e risedimentati a cui si intercalano olistotromi e depositi vulcanici, il Gruppo di Kythrea (Eocene superiore-Miocene superiore) costituito da una successione silicoclastica deposta in un bacino subsidente e il Gruppo di Mesaoria (Pliocene) costituito da marne di piattaforma (Robertson & Woodcock, 1986; Robertson & Kinnaird, 2016).

La strutturazione della Dorsale di Kyrenia inizia nell'Eocene medio con la principale fase di sovrascorrimento alla quale segue un cambiamento del regime tettonico che diventa estensionale tra l'Eocene superiore e il Miocene superiore. La convergenza ritorna ad essere dominante tra il Miocene superiore e il Pliocene e ciò comporta lo sviluppo di nuovi sovrascorrimenti e la riattivazione di quelli eocenici (e.g. Robertson & Kinnaird, 2016).

### 2.3. Il Massiccio di Alanya

Il Massiccio di Alanya (Blumenthal, 1951) è un massiccio metamorfico che occupa la porzione orientale della Baia di Antalya (Fig. 2), nella catena dei Tauri, ed è sovrapposto tettonicamente all'Unità di Antalya (Figg. 3, 7), equivalente della falda (Lefevre, 1967) e del Complesso (Robertson et Woodcock, 1980) omonimi.

L'Unità di Antalya affiora in due aree nell'intorno del Massiccio di Alanya ossia in finestra tettonica nella Finestra di Alanya e a nord del massiccio, nell'area di Gündoğmuş (Fig. 2, 6). Nell'area di Gündoğmuş sono state distinte due unità, quella inferiore è costituita da una successione di rocce sedimentarie di mare profondo con intercalate rocce ignee ad affinità ofiolitica, mentre l'unità superiore è costituita da una successione di piattaforma di età compresa tra l'Ordoviciano e il Cretaceo superiore che è correlabile alle rocce dell'Unità di Antalya affioranti nell'area dell'Angolo d'Isparta (Robertson & Parlak, 2020).

Entro la Finestra di Alanya, invece, la stratigrafia dell'Unità di Antalya è caratterizzata da una successione silicoclastica paleozoica su cui si sovrappongono rocce di piattaforma carbonatica del Permiano superiore e depositi silicoclastici triassici associati a fenomeni gravitativi. Sui depositi triassici si rinviene poi una successione di rocce carbonatiche di piattaforma che si sono formate in un intervallo di tempo compreso tra il Giurassico e il Cretaceo (Okay & Özgül, 1984; Robertson & Parlak, 2020).

Il massiccio metamorfico è costituito da tre falde tettoniche principali (Figg. 6, 7). Quella strutturalmente più bassa è la **falda di Mahmutlar** costituita per lo più da peliti, metadolomie, metaquarziti e calcari ricristallizzati che affiorano a nord e a sud della Finestra di Alanya (Okay & Özgül, 1984; Robertson & Parlak, 2020) (Fig. 6). Le rocce della falda di Mahmutlar hanno subito un metamorfismo di tipo barroviano in condizioni caratteristiche della facies a scisti verdi (469°C / 6,5 kbar, Okay, 1989) e presentano un grado metamorfico

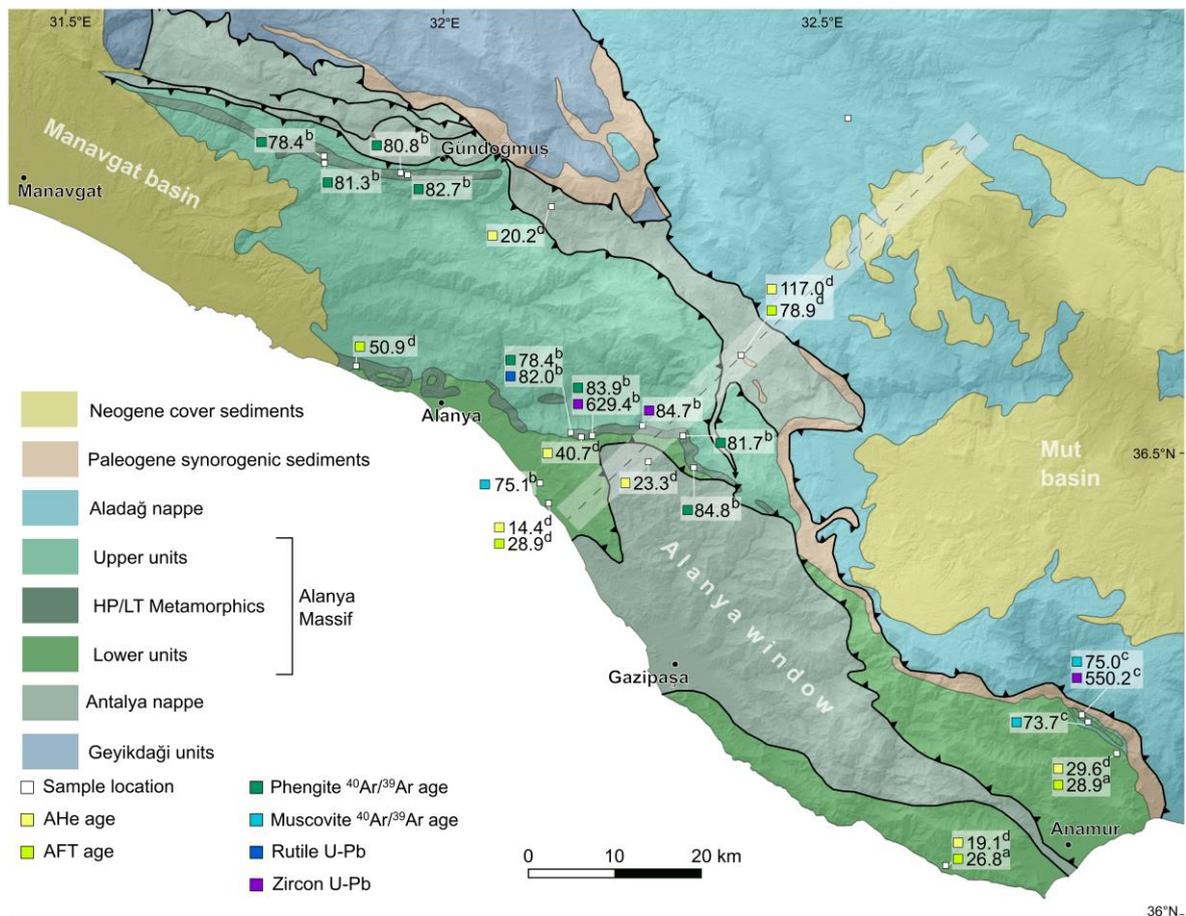
crescente verso SO (Okay & Özgül, 1984; Okay, 1989; Bozkaya & Yalçın, 2004; Çetinkaplan et al, 2016).

La **falda di Sugözü** si colloca nella posizione intermedia del massiccio e ha uno spessore di poche centinaia di metri ma si estende per circa 40 km dalla costa alla Finestra di Alanya (Okay & Özgül, 1984) (Fig. 6). È costituita da micascisti a granati e subordinatamente da metabasiti ed eclogiti che sono il prodotto del metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (HP/LT) in facies eclogitica (500-567°C / 14 – 18 kbar, Çetinkaplan et al, 2016) che ha interessato questa unità (Okay & Özgül, 1984; Okay, 1989).

*Tabella 1. Dati radiometrici presenti in letteratura*

| Campione             | Coordinate UTM        | Rocchia                             | Unità                                     | Metodo                                       | Età        |
|----------------------|-----------------------|-------------------------------------|---|--|------------|
| <sup>a</sup> TU 333  | 36S 470095<br>3989508 | Arenaria                            | Alanya nappe<br>(Lower nappe)             | AFT  | 26.78±2.7  |
| <sup>a</sup> TU 335  | 36S 490798<br>4003425 | Micascisto                          | Alanya nappe<br>(Lower nappe)             | AFT  | 28.88±3.2  |
| <sup>b</sup> 193/15  | 36S 428559<br>4040807 | Eclogite                            | Sugözü nappe                              | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 83.90±0.91 |
| <sup>b</sup> 115/4   | 36S 440521<br>4037507 | Eclogite                            | Sugözü nappe                              | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 84.77±0.77 |
| <sup>b</sup> 28/4    | 36S 425272<br>4041634 | Anfibolite a granati                | Sugözü nappe                              | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 78.42±0.73 |
| <sup>b</sup> 54      | 36S 439301<br>4041283 | Metapelite<br>(Facies scisti blu)   | Sugözü nappe                              | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 81.73±0.95 |
| <sup>b</sup> 39/2    | 36S 396655<br>4073132 | Metabasite<br>(Facies scisti blu)   | Gündoğmuş<br>nappe                        | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 81.28±0.96 |
| <sup>b</sup> 30      | 36S 405751<br>4073424 | Metapelite<br>(Facies scisti blu)   | Gündoğmuş<br>nappe                        | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 80.80±0.70 |
| <sup>b</sup> 31/1    | 36S 406437<br>4073069 | Metabasite<br>(Facies scisti blu)   | Gündoğmuş<br>nappe                        | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 82.72±0.78 |
| <sup>b</sup> 102/2   | 36S 396627<br>4073321 | Metabasite<br>(Facies anfibolitica) | Gündoğmuş<br>nappe                        | Phengite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar  | 78.42±1.07 |
| <sup>b</sup> 341/5   | 36S 422326<br>4035538 | Metapelite                          | Mahmutlar nappe<br>(Kargicak nappe)       | Muscovite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar | 75.09±2.23 |
| <sup>b</sup> 5/9     | 36S 425271<br>4041636 | Eclogite                            | Sugözü nappe                              | Rutile U-Pb                                  | 82±3       |
| <sup>b</sup> 193/2A  | 36S 428553<br>4040807 | Eclogite                            | Sugözü nappe                              | Zircon U-Pb                                  | 629.4±8.1  |
| <sup>b</sup> 198/1B  | 36S434478<br>4042412  | Eclogite                            | Sugözü nappe                              | Zircon U-Pb                                  | 84.7±1.7   |
| <sup>°</sup> M08-357 | -                     | Aplite                              | Alanya, Sariağaç<br>unit (Lower<br>nappe) | Muscovite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar | 75.03±2.2  |
| <sup>°</sup> M06-54  | -                     | Metapelite                          | Alanya, Sariağaç<br>unit (Lower<br>nappe) | Muscovite <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar | 73.72±0.8  |
| <sup>°</sup> M08-357 | -                     | Aplite                              | Alanya, Sariağaç<br>unit (Lower<br>nappe) | Zircon U-Pb                                  | 550.2±8.2  |

Origine dei dati: <sup>a</sup> Mittiga, 2015; <sup>b</sup> Çetinkaplan et al., 2016; <sup>°</sup> Çetinkaplan, 2018



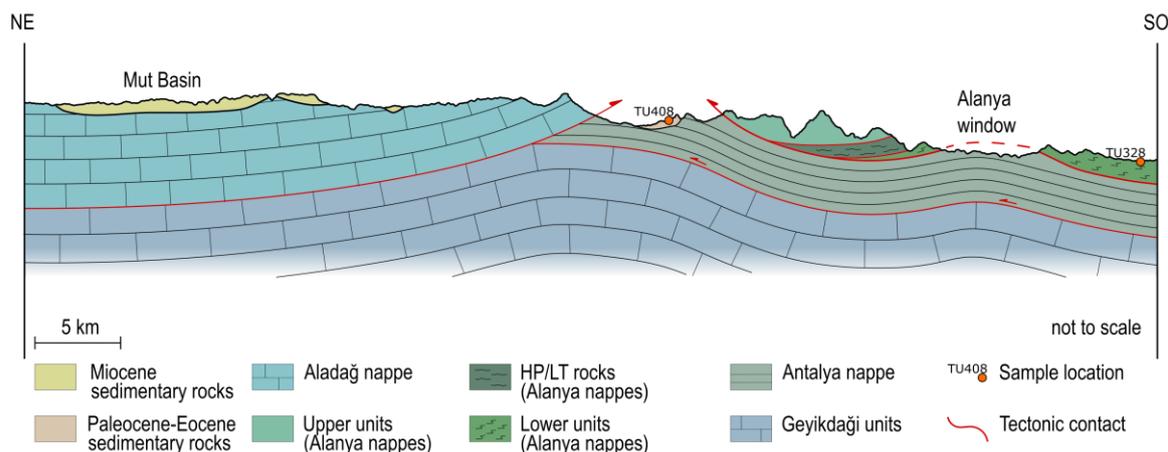
**Figura 6.** Carta geologica schematica dell'area di studio con la distribuzione geografica delle datazioni radiometriche ottenute durante questo studio e quelle disponibili in bibliografia (Mod. da: Robertson & Parlak, 2020 ). Fonti dei dati radiometrici: <sup>a</sup> Mittiga, 2015; <sup>b</sup> Çetinkaplan et al., 2016; <sup>c</sup> Çetinkaplan, 2018; <sup>d</sup> questo studio. Le età ottenute da questo studio sono riportate nelle Tabelle 3 e 4; tutte le altre età sono riportate in Tabella 1.

Il metamorfismo HP/LT è seguito da un metamorfismo retrogrado di tipo barroviano nella facies a scisti verdi (500 – 550°C / 6 – 7 kbar, Çetinkaplan et al, 2016).

Un secondo affioramento di rocce di HP/LT si trova a nord del massiccio, nei dintorni di Gündoğmuş, dove è stato descritto un complesso di accrezione che ha subito metamorfismo nella facies a scisti blu (435-480°C / 12-13kbar; Çetinkaplan et al, 2016) e successivamente metamorfismo barroviano (375-460°C / 6-7kbar; Çetinkaplan et al, 2016), (Çetinkaplan et al, 2016; Robertson & Parlak, 2020).

Infine, l'unità strutturalmente più alta è la **falda di Yumrudağ**, caratterizzata da un'unità inferiore di spessore variabile costituita da scisti a cui si sovrappone una spessa successione di calcari ricristallizzati (Okay & Özgül, 1984). Le rocce comprese entro questa unità sono state metamorfosate in condizioni tipiche della facies a scisti verdi a temperature più basse di 400°C e pressioni inferiori ai 3 kbar (Bozkaya & Yalçın, 2004).

La storia metamorfica del Massiccio di Alanya è quindi caratterizzata da due eventi metamorfici avvenuti nel Cretaceo superiore (Okay, 1989). Tra 84 e 82 Ma per il metamorfismo HP/LT e tra 78 e 75 Ma per il metamorfismo retrogrado barroviano (Çetinkaplan et al, 2016) (Fig. 6; Tab 1).



**Figura 7.** Sezione geologica schematica dell'area di studio. La traccia della sezione è riportata in figura 6. Sull'Unità Geyikdağı sovrascorrono da sud le falde di Antalya e Alanya e da nord la falda di Aladağ. L'Unità di Alanya è sovrapposta tettonicamente all'Unità di Antalya che affiora in finestra tettonica. Al fronte del sovrascorrimento della falda di Aladağ si depositano i sedimenti Paleoeocenici dell'Unità di Anamur. I depositi miocenici del Bacino di Mut ricoprono in discordanza la falda di Aladağ.

Il fatto che le falde siano accomunate dall'impronta di questo metamorfismo di media pressione e temperatura (MP/LT) lascia supporre che queste fossero già impilate nel Cretaceo superiore (Okay & Özgül, 1984; Bozkaya & Yalçın, 2004; Çetinkaplan et al, 2016; Robertson & Parlak, 2020). Altro importante vincolo nell'evoluzione di questa complessa area è la fine della strutturazione del massiccio di Alanya sull'Unità di Antalya, e di queste sulle unità autoctone e para-autoctone dei Tauri. Si ritiene che l'impilamento delle unità sia avvenuto tra l'Eocene inferiore e medio poiché la base dell'Unità di Antalya si sovrappone ai depositi eocenici della Piattaforma Tauride e il massiccio è localmente ricoperto in trasgressione dai conglomerati del Luteziano della Unità di Anamur (Okay & Özgül, 1984; Çetinkaplan et al, 2016).

L'evoluzione delle unità sopradescritte sino all'attuale assetto e l'origine di queste unità nel contesto geodinamico precedente alla deformazione sono state oggetto di un lungo dibattito che ancora oggi risulta irrisolto. Di seguito si propone una sintesi dei modelli più accreditati fino ad oggi proposti.

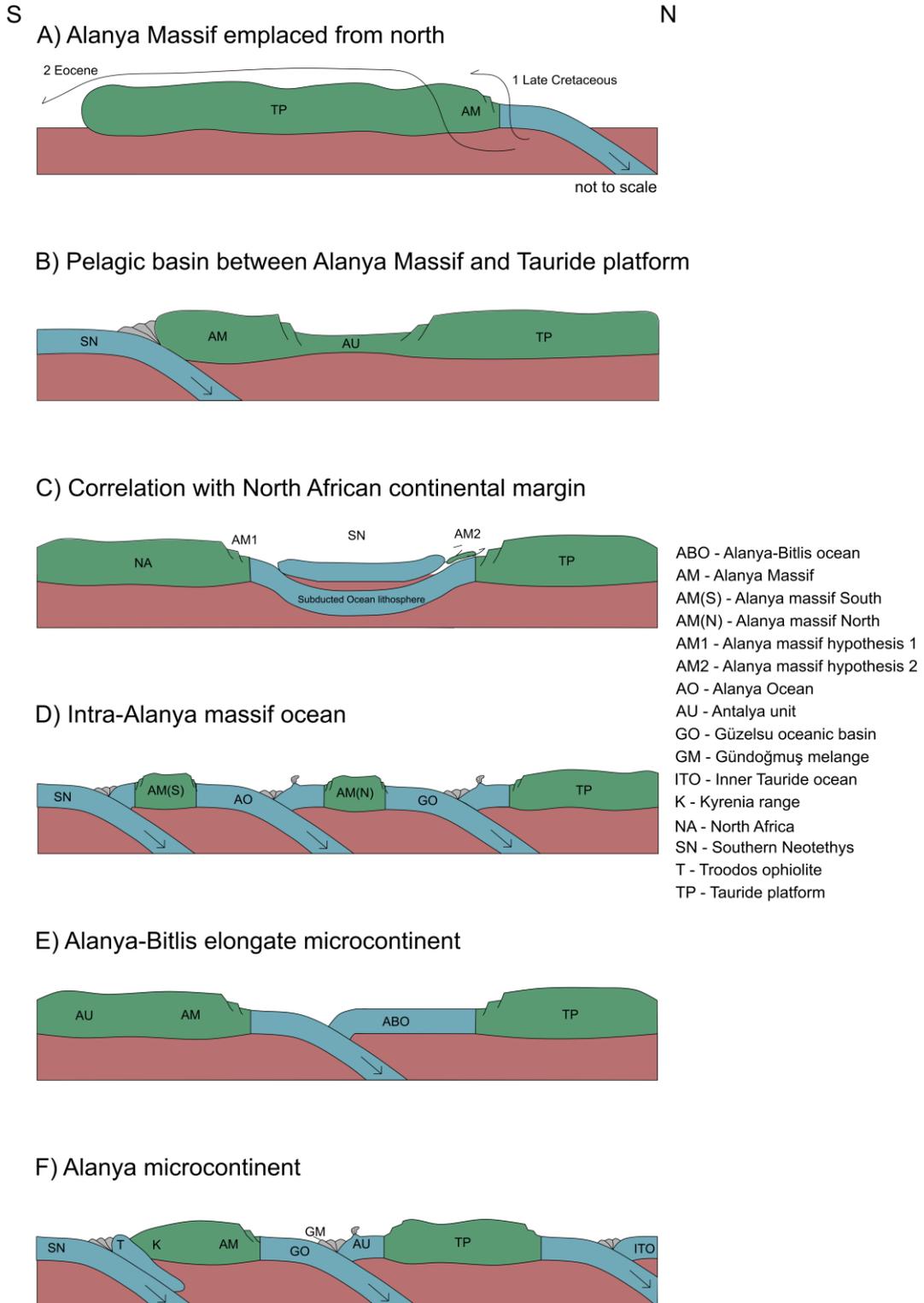
### 2.3.1. Ricostruzioni paleotettoniche del Massiccio di Alanya.

L'origine delle falde tettoniche di Alanya e dell'Unità di Antalya è stata oggetto di un acceso dibattito scientifico che principalmente ha visto contrapposti da un lato chi ha sostenuto l'origine settentrionale delle falde di Alanya e dall'altro gli autori dei modelli per i quali tali unità si sarebbero originate a sud della Piattaforma Tauride, e sarebbero poi sovrascorse su di essa verso nord. Tali modelli sarebbero supportati dal fatto che depositi associati allo smantellamento del Massiccio di Alanya siano riconoscibili soltanto lungo il margine meridionale della Piattaforma Tauride e dalle differenze tra la stratigrafia delle unità riconosciute sul massiccio e le altre unità alloctone dei Tauri (e.g. Robertson et al., 2013; Robertson & Parlak, 2020). Di seguito sono riportati i principali modelli proposti per spiegare l'origine delle unità oggi impilate a formare il Massiccio di Alanya.

- *Origine settentrionale delle falde di Alanya (Fig. 8A):* secondo questo modello, proposto per la prima volta dalla scuola francese, le Unità di Alanya e Antalya, alla

pari delle altre unità alloctone, sarebbero sovrascorse da N verso S sulle unità autoctone dei Tauri. Secondo tale modello le falde di Alanya e Antalya potrebbero essere considerate come dei *klippen* di unità alloctone originatesi a nord della Piattaforma Tauride e poi sovrascorse verso sud tra il Cretaceo superiore e il Paleogene (Ricou et al., 1974; Marcoux et al 1989). Altri autori ipotizzano invece che solo la falda di Yumrudağ abbia un'origine settentrionale poiché presenta una storia metamorfica simile a quella di alcune falde settentrionali (Bozkaya & Yalçın, 2004) o ipotizzano una differente origine per le falde di Alanya e Antalya: le prime si sarebbero originate a nord della piattaforma Tauride, mentre le seconde a sud (Robertson et al., 2013).

- *Continente di Alanya separato da un bacino pelagico su crosta continentale (Fig. 8B)*: Le falde di Alanya potrebbero essere state parte di una massa continentale posta a S della Piattaforma Tauride dalla quale sarebbero state separate soltanto da un bacino pelagico su litosfera continentale. Entro tale bacino si sarebbero formate le rocce oggi afferenti all'Unità di Antalya, il cui basamento continentale potrebbe essere costituito dalle rocce oggi parte della falda di Sugözü (Okay & Özgül, 1984).
- *Origine africana delle falde di Alanya (Fig. 8C)*: Le falde di Alanya potrebbero essere state parte del margine continente africano settentrionale e non essere correlate alla Piattaforma Tauride (Ipotesi AM1 in figura; Robertson & Parlak, 2020). Esistono infatti delle similitudini tra il Massiccio di Alanya e il Massiccio di Bitlis (Özgül, 1976; Çetinkaplan et al, 2016) che è stato da alcuni autori interpretato come parte del margine continentale africano (e.g. Maffione et al., 2017). Questo modello prevede che la subduzione delle Neotetide sia avvenuta verso est (Fig. 9).
- *Origine orientale delle falde di Alanya (Fig. 8C)*: Le falde di Alanya potrebbero essersi formate nella porzione più orientale della Piattaforma Tauride (Ipotesi AM2 in figura) nel momento in cui questa è stata raggiunta da un ramo del sistema di subduzione della Neotetide orientato grossomodo N-S (Fig. 9) (Maffione et al., 2017). In base a questa seconda ipotesi, l'avanzamento verso ovest della zona di subduzione in seguito ad un processo di *rollback* avrebbe comportato il trasporto verso ovest di queste unità sino all'attuale posizione (Maffione et al., 2017).
- *Oceano tra masse continentali di Alanya (Fig. 8D)*: Dei microcontinenti indipendenti potrebbero essere esistiti tra la Piattaforma Tauride e la Neotetide meridionale. Secondo questo modello, le falde di Mahmutlar e Yumrudağ avrebbero costituito due di queste masse continentali, separate da una massa oceanica dove si sarebbero formate le rocce che avrebbero poi subito il metamorfismo HP/LT (falda di Sugözü). L'Unità di Antalya si sarebbe invece generata ancora più a nord in un bacino che separava queste masse continentali dalla Piattaforma Tauride (Robertson & Parlak, 2020). Questo modello tenta di spiegare l'origine delle rocce di HP/LT, alternativamente è stato supposto che queste si siano originate nella Neotetide meridionale a sud del microcontinente di Alanya (Robertson & Parlak, 2020).
- *Continente di Alanya e Antalya (Fig. 8E)*: Secondo questo modello le falde di Alanya sarebbero state parte di una massa continentale indipendente dalla Piattaforma Tauride da cui sarebbero state separate da una massa oceanica nota come Oceano di Alanya-Bitlis (Çetinkaplan et al., 2016). Di questo stesso microcontinente avrebbe fatto parte l'Unità di Antalya, posta nella porzione meridionale del continente, così



**Figura 8.** Schemi tettonici semplificati che descrivono la posizione delle unità tettoniche prima della deformazione. **A)** Origine settentrionale delle falde di Alanya (Ricou et al., 1974; Marcoux et al 1989). **B)** Presenza di un bacino pelagico su crosta continentale che separava il Massiccio di Alanya dalla Piattaforma Tauride (Okay & Özgül, 1984). **C)** In un contesto in cui la Neotetide subduce verso est sono proposte due ipotesi per il Massiccio di Alanya. AM1: connessione al margine settentrionale dell’Africa. AM2: connessione alla Piattaforma Tauride (Maffione et al., 2017, Robertson & Parlak, 2020). **D)** Bacino oceanico tra le falde di Alanya (Robertson & Parlak, 2020). **E)** Continente nastriforme di Alanya-Bitlis indipendente dalla Piattaforma Tauride (Çetinkaplan et al., 2016). **F)** Microcontinente di Alanya separato dall’ Oceano di Güzelsu dalla Piattaforma Tauride (Robertson & Parlak, 2020).

come le rocce che oggi affiorano nella Dorsale di Kyrenia. Inoltre, anche il Massiccio di Bitlis sarebbe stato parte dello stesso microcontinente nastriforme posto tra la Neotetide meridionale e l'Oceano di Alanya-Bitlis (Çetinkaplan et al., 2016).

- *Continente di Alanya (Fig. 8F)*: Le falde di Alanya potrebbero essere state parte di una massa continentale indipendente insieme alle rocce affioranti nella Dorsale di Kyrenia (Robertson & Parlak, 2020). Questa massa continentale si sarebbe trovata a nord del ramo meridionale della Neotetide in subduzione verso nord e a sud di una massa oceanica nota in letteratura come l'Oceano di Güzelsu che separava il microcontinente di Alanya dalla Piattaforma Tauride (Robertson et Parlak, 2020). L'Unità di Antalya rappresenterebbe la successione sedimentaria conservata sul margine settentrionale dell'Oceano di Güzelsu (Robertson & Parlak, 2020).



**Figura 9** Schema paleogeografico del Mediterraneo orientale subito dopo l'inizio della subduzione 95 Ma. La banda in azzurro a fianco della fossa indica la zona sopra-subduction dove si formavano le ophioliti. K=Kırşehir block; SA=Sarıkarman ophiolite; AH=Alihoca ophiolite; DI=Divriği ophiolite; GO=Göksun ophiolite; TR=Troodos ophiolite; BB=Bear-Bassit ophiolite; HA=Hatay ophiolite (Maffione et al., 2017).

Alcune differenze esistono anche nelle interpretazioni sull'evoluzione dell'area sino all'attuale assetto geologico. I modelli più recenti (Çetinkaplan et al., 2016; Robertson & Parlak, 2020), simili per diversi aspetti, ritengono, che l'oceano che separava il microcontinente di Alanya dalla Piattaforma Tauride abbia iniziato a chiudersi intorno a 90 Ma determinando la subduzione verso nord della litosfera e successivamente la collisione tra le due masse continentali. La subduzione avrebbe coinvolto parte del continente di Alanya (falda di Sugözü) e resti del complesso di accrezione (Mélange di Gündoğmuş) che avrebbero quindi subito il metamorfismo di HP/LT (Çetinkaplan et al., 2016; Robertson & Parlak, 2020). Le unità metamorfosate si sarebbero quindi scollate e una volta esumate per mezzo di forze di galleggiamento avrebbero subito un metamorfismo retrogrado di tipo

barroviano insieme alla crosta adiacente costituita dalle falde di Mahmutlar e di Yumrudağ (Çetinkaplan et al., 2016; Robertson & Parlak, 2020).

Per entrambi i modelli le Unità di Alanya sono successivamente sovrascorse, con vergenza settentrionale, sulle unità autoctone dei Tauri ma, in un caso il sovrascorrimento dell'Unità di Alanya sull'Unità di Antalya sarebbe avvenuto verso sud nel Paleocene e poi le Unità di Alanya e Antalya sarebbero sovrascorse insieme sull'autoctono Tauride (Çetinkaplan et al., 2016), nell'altro caso l'Unità di Antalya sarebbe sovrascorsa verso nord tra il Cretaceo e il Paleocene e successivamente, durante l'Eocene, l'Unità di Alanya sarebbe sovrascorsa sull'Unità di Antalya (Robertson & Parlak, 2020).

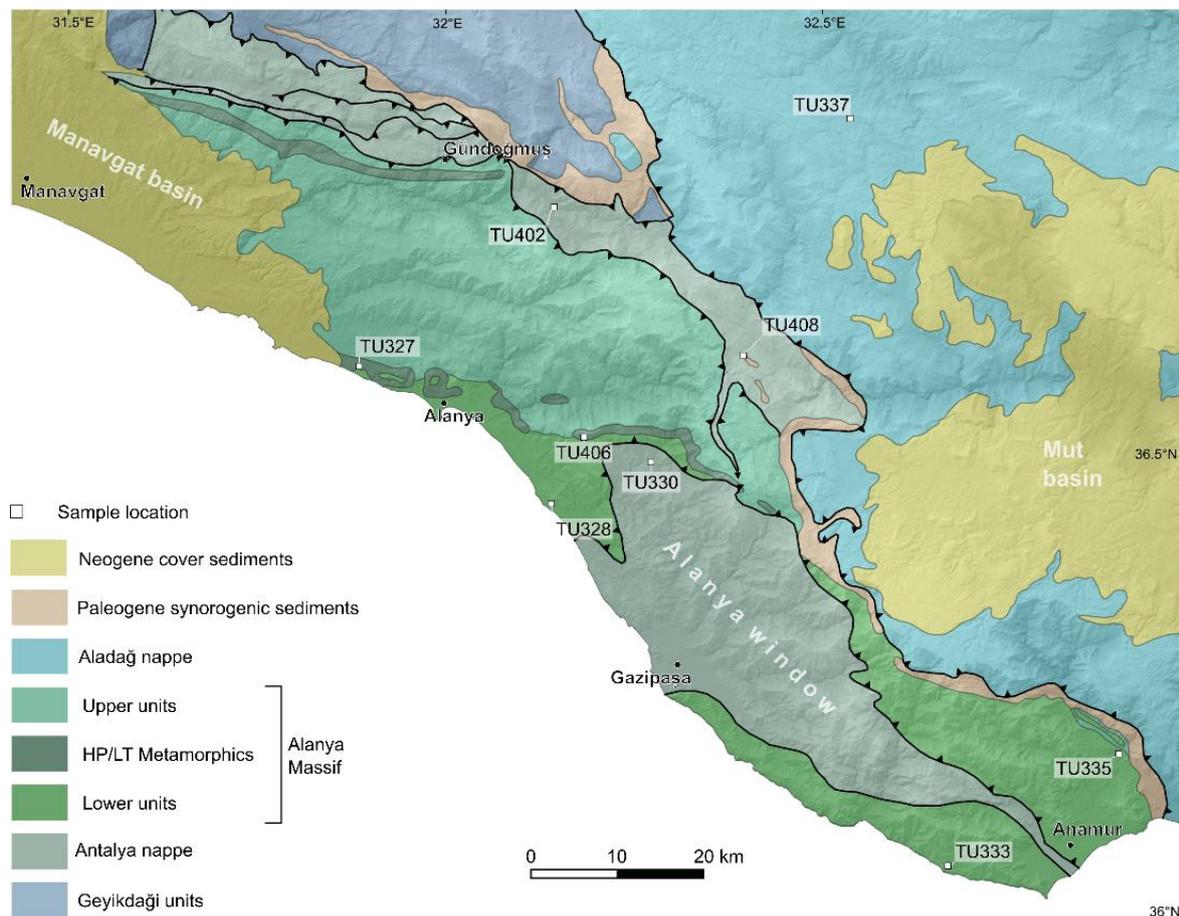
## 3. CAPIONAMENTO E METODI ANALITICI

### 3.1. Campionamento

Nel corso di questo studio sono stati analizzati 9 campioni (Tab. 2), selezionati da una serie di 28 campioni raccolti nel corso delle campagne geologiche svolte in Turchia tra il 2012 e il 2014 da una squadra di ricercatori dell'Università di Bologna.

I campioni analizzati sono stati scelti in funzione della loro posizione geografica (Fig. 10) e della disponibilità di cristalli di apatite e zircone con dimensioni e caratteristiche tali da consentire l'applicazione dei metodi termocronologici utilizzati in questo studio.

I campioni, costituiti da arenarie e rocce metamorfiche, provengono dalle unità impilate a formare il Massiccio di Alanya ad esclusione del campione TU337, che è stato prelevato dalla successione dell'Unità di Aladağ, e del campione TU408 che invece è un'arenaria dell'Unità di Anamur.



**Figura 10.** Carta geologica schematica dell'area di studio con la distribuzione geografica dei campioni analizzati (modificata da Robertson & Parlak, 2020).

### 3.2. Preparazione dei campioni

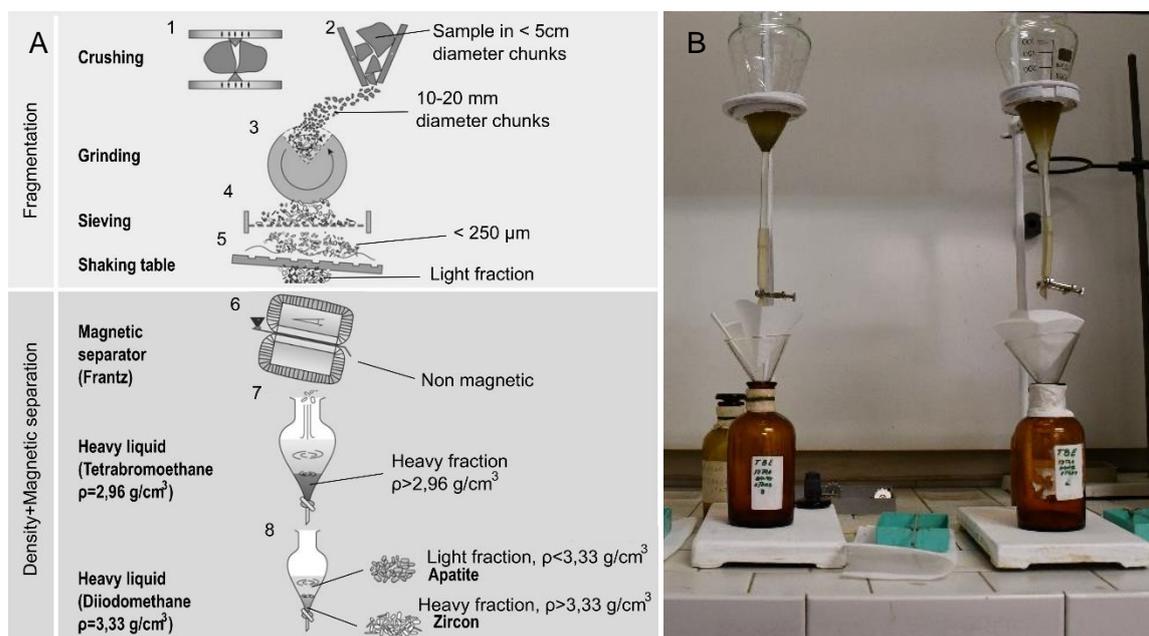
I campioni analizzati erano già stati parzialmente preparati dal Dott. Francesco Mittiga durante la sua attività di ricerca come dottorando presso l'Università di Bologna. Pertanto, all'inizio di questo studio eravamo in possesso dei separati di apatiti e zirconi di quasi ogni

campione e di alcuni preparati già montati ed irraggiati. Nel corso di questo lavoro è stato però necessario arricchire i separati di apatiti e zirconi con nuovo materiale, per mezzo di separazioni con liquidi pesanti e realizzare nuovi preparati. Tali preparati, sebbene non irraggiati, sono stati utili a osservare le tracce di fissione spontanee per poter misurare un numero statisticamente significativo di tracce confinate.

**Tabella 2.** Lista dei campioni analizzati e loro posizione.

| C     | Roccia            | Età          | Area            | Quota (m s.l.m.) | Coordinate UTM      |
|-------|-------------------|--------------|-----------------|------------------|---------------------|
| TU327 | Scisto eclogitico | Precambriano | Sugözü Nappe    | 11               | 36S 0400852 4049300 |
| TU328 | Metaarenaria      | Permiano     | Mahmutlar Nappe | 19               | 36S 0422983 4032753 |
| TU330 | Arenaria          | Triassico    | Antalya Nappe   | 161              | 36S 0435165 4038196 |
| TU333 | Arenaria          | Triassico    | Mahmutlar Nappe | 141              | 36S 0470095 3989508 |
| TU335 | Scisto            | Precambriano | Mahmutlar Nappe | 89               | 36S 0490798 4003425 |
| TU337 | Arenaria          | Triassico    | Aladağ Nappe    | 1,692            | 36S 0458621 4079380 |
| TU402 | Arenaria          | Triassico    | Antalya Nappe   | 450              | 36S 0423640 4068997 |
| TU406 | Micascisto        | ?            | Sugözü Nappe    | 736              | 36S 0427421 4040234 |
| TU408 | Arenaria          | Eocene       | Upper Nappes    | 1,223            | 36S 0444908 4050584 |

Note: **C** – Campione. L'età riportata per le rocce metamorfiche si riferisce al loro protolite



**Figura 11.** A) Schema che descrive i principali passaggi per ottenere dei separati di cristalli di apatite e zircone (Da: Kohn et al., 2019). B) Separazione con ioduro di metilene.

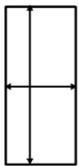
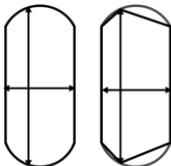
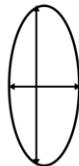
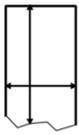
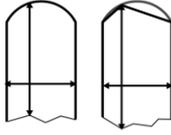
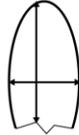
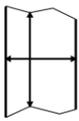
Per poter applicare i metodi termocronologici descritti in appendice è necessario separare i cristalli di apatite e zircone dal resto della roccia per mezzo di una serie di processi, rappresentati in Figura 11A, che sono stati effettuati nel Laboratorio di Petrografia del Sedimentario dell'Università di Bologna.

Innanzitutto i campioni sono stati frantumati per mezzo di un frantoio meccanico e di una macina a dischi e il prodotto della macinazione è stato setacciato in modo da ottenere

una polvere di roccia di granulometria inferiore a 250  $\mu\text{m}$ . Dalla polvere così ottenuta è stata separata la porzione costituita dai minerali pesanti, quali apatiti e zirconi, per separazione idrodinamica sfruttando la tavola a scosse. I minerali pesanti sono quindi stati trattati con il separatore magnetico Frantz per distinguere i minerali ferromagnetici dai minerali diamagnetici. Infine, è stata effettuata una separazione con i liquidi pesanti per ottenere due separati a partire dai minerali pesanti diamagnetici, ossia un separato arricchito in apatiti e un separato arricchito in zirconi.

La separazione con i liquidi pesanti (Fig. 11B) è articolata in due fasi. Durante la prima fase sono stati separati tutti i cristalli aventi densità superiori a quella del tetrabromoetano ( $\rho = 2,96 \text{ g/cm}^3$  a  $20^\circ\text{C}$ ) compresi i cristalli di apatite ( $3,1 \text{ g/cm}^3 < \rho < 3,35 \text{ g/cm}^3$ ) e zircone ( $4,6 \text{ g/cm}^3 < \rho < 4,7 \text{ g/cm}^3$ ). Nel corso della seconda fase invece le apatiti e gli zirconi sono stati divisi per mezzo dello ioduro di metilene ( $\rho = 3,33 \text{ g/cm}^3$  a  $20^\circ\text{C}$ ).

I concentrati di apatiti e zirconi sono in questo modo pronti per essere osservati al microscopio al fine di individuare i cristalli da analizzare con il metodo (U-Th)/He, mentre per applicare il metodo delle tracce di fissione su apatite è necessario proseguire la preparazione.

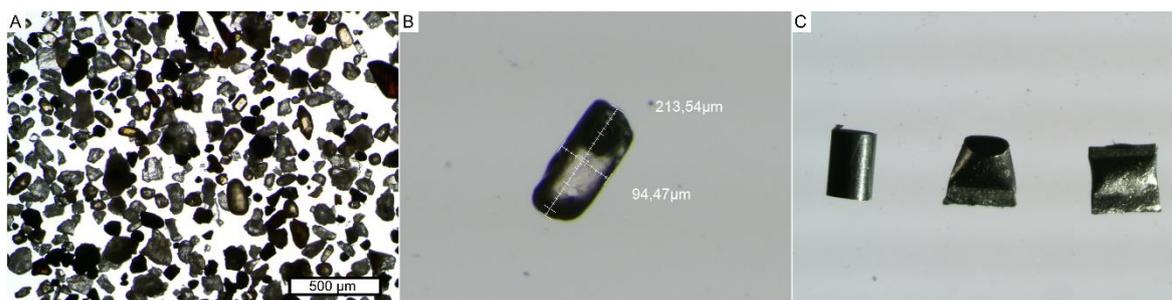
|          |                        | Rounded?  |  |   |
|----------|------------------------|---|--|---|
|          |                        | Euhedral<br>=1  | Somewhat<br>=2   | Very rounded<br>=1  |
| Broken ? | Unbroken=1             |  |  |  |
|          | One end broken<br>=1,5 |  |  |  |
|          | Both ends broken<br>=2 |  | (If it's broken on both ends, doesn't matter if rounded )                            |   |

**Figura 12.** Linee guida per descrivere con un indice numerico l'integrità e l'arrotondamento dei cristalli di apatite selezionati per le analisi (U-Th)/He.

### 3.3. (U-Th)/He su apatite

A partire dal separato concentrato di apatiti è stato effettuato manualmente il *picking* di 5 cristalli per ogni campione, per mezzo di apposite pinzette e lavorando con lo stereomicroscopio Leica Wild M10.

I cristalli sono stati scelti in funzione delle loro dimensioni (sempre più larghi di 60  $\mu\text{m}$ ), del loro abito (preferibilmente euedrali ed eventualmente rotti soltanto perpendicolarmente rispetto all'asse c) e di loro altre caratteristiche (assenza di *coating*, inclusioni o superfici abrase). Una volta isolati è stata realizzata una fotografia di entrambe le facce del cristallo su cui sono state misurate la lunghezza e la larghezza (Fig. 13B) e i cristalli sono stati descritti tenendo conto del loro grado di abrasione, della presenza di eventuali inclusioni e, tramite gli indici numerici rappresentati in Figura 12, è stato descritto il loro grado di arrotondamento e la loro integrità. Annotate le misure e le osservazioni (Tab. 10) i cristalli sono stati quindi impacchettati all'interno di capsule di Nb (Fig. 13C) e spediti all'Istituto di Geoscienze dell'Università di Postdam, dove sono stati analizzati.



**Figura 13.** A) Separato del campione TU408. B) Cristallo di apatite in cui sono state misurate lunghezza e larghezza. C) La capsula di Nb usata per impacchettare i cristalli di apatite aperta da entrambi i lati (a sinistra), chiusa da un lato (al centro) e chiusa da entrambi i lati (a destra).

Durante la prima fase, condotta al *(U-Th)/He Lab* dell'Università di Postdam, è stato per prima cosa calcolato il valore del fattore di correzione ( $F_t$ , vedi appendice) necessario per valutare l'He perso da ogni cristallo in funzione delle sue dimensioni e del numero di terminazioni. In seguito, i campioni inseriti in un sistema automatizzato per l'estrazione e l'analisi dell'He radiogenico (ASI Alphachron), sono stati irraggiati per cinque minuti con un diodo laser in modo da liberare tutto l'He all'interno del cristallo e poterne misurare la concentrazione attraverso uno spettrometro di massa a quadrupolo.

La seconda fase delle analisi condotte a Postdam ha infine riguardato il calcolo del contenuto degli isotopi padri dell'He nei singoli cristalli, questa operazione è stata effettuata tramite uno spettrometro di massa del tipo ICP-MS presso i laboratori del *GFZ-German Research Centre for Geosciences* di Postdam.

### 3.4 Tracce di fissione su apatite

Per poter studiare le tracce di fissione sui cristalli di apatite è necessario preparare ulteriormente i campioni, montando i cristalli in resina epossidica e attaccandoli con acido nitrico ( $\text{HNO}_3$ ) 5M in modo da rendere visibili al microscopio le tracce. Prima di poter effettuare l'attacco acido, una porzione di cristallo abbastanza grande deve però essere portata a giorno sulla superficie del vetrino rimuovendo la resina che ricopre i cristalli tramite smerigliatura con carta abrasiva e lucidatura con sospensione diamantata.

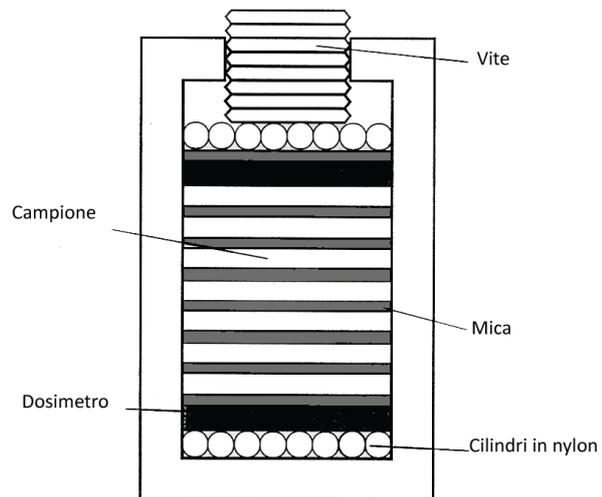
I vetrini così preparati permettono di osservare al microscopio ottico esclusivamente le tracce spontanee e risultano utili per individuare e misurare le tracce confinate. Per valutare l'età centrale dei singoli campioni è invece stato utilizzato il metodo EDM (*External Detector Method*) di cui è riportata una breve descrizione in appendice.

Pertanto, su ogni *mount* contenente i cristalli di apatite è stato applicato un foglio di mica a basso contenuto di U e i *mount*, insieme ai dosimetri costituiti da standard di vetro CN5 con contenuto di U noto sono stati arrangiati come in Figura 14. I campioni sono quindi stati irraggiati nel reattore a neutroni termici del *Radiation Center* della *Oregon State University* con un flusso di neutroni di  $9 \times 10^{15} \text{ n cm}^{-2}$ , e dopo aver aspettato una significativa riduzione della radioattività indotta dall'irraggiamento, le miche sono state attaccate con una concentrazione di acido fluoridrico (HF) per 40 minuti in modo da rendere visibili le tracce indotte.

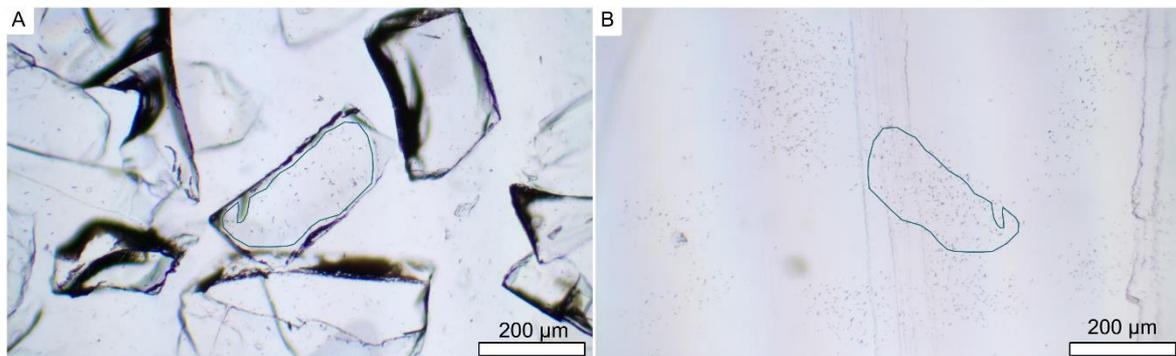
Le miche e i *mount* di ogni campione sono quindi stati attaccati l'una di fianco all'altro su dei vetrini che poi sono stati osservati al microscopio.

I vetrini osservati nel corso di questo studio erano stati preparati dal Dott. Francesco Mittiga nel corso del suo dottorato. Ma è stato necessario preparare ulteriori *mount* per l'osservazione delle sole tracce spontanee, in modo da trovare un numero sufficientemente alto di tracce confinate.

I vetrini sono stati osservati con il microscopio ottico Zeiss Axioskop equipaggiato con videocamera digitale, presso il Laboratorio di Termocronologia e Microscopia Ottica dell'Università di Bologna. Tramite il software di analisi di immagine *DeltaPix* sono state scattate fotografie ai cristalli, conteggiate le tracce spontanee e le tracce indotte e misurate le tracce confinate.



**Figura 14.** Schema del supporto per i campioni, le miche e i dosimetri (Da: Zattin, 1999).

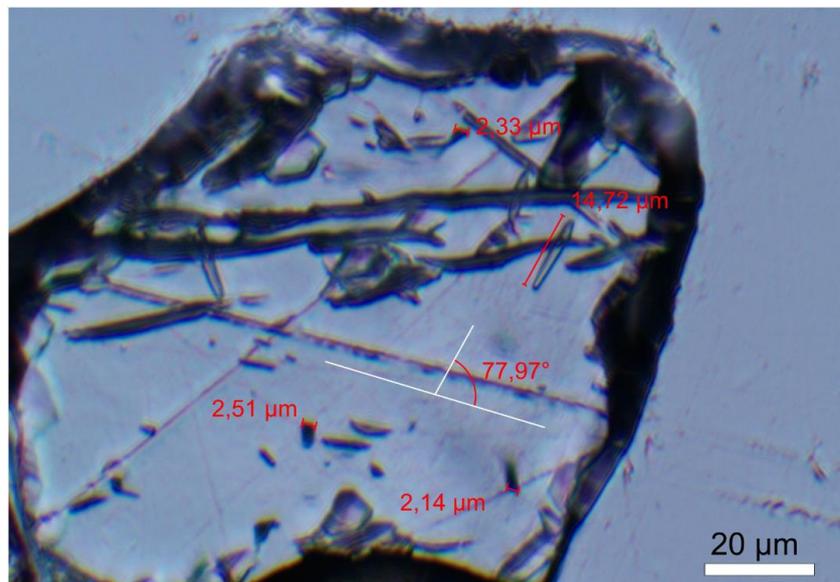


**Figura 15.** Foto scattate con il software *DeltaPix*. **A)** Cristalli di apatite con tracce di fissione spontanee. In blu è rappresentato il perimetro dell'area scelta per contare le tracce spontanee. **B)** Impronte sulla mica dei cristalli di apatite in figura 15A. Il perimetro dell'area entro cui contare le tracce indotte è stato ribaltato verticalmente poiché la mica offre un'impronta speculare del *mount* con le apatiti.

Per calcolare l'età centrale sono stati selezionati almeno 20 cristalli con le caratteristiche di idoneità per il conteggio (sezione parallela all'asse c e una superficie libera da fratture, inclusioni o altri difetti ampia almeno  $1300 \mu\text{m}^2$ ). Scelto il cristallo da contare, è stato disegnato tramite il software *DeltaPix* il perimetro dell'area sulla superficie del cristallo entro cui contare le tracce di fissione. Salvando il cristallo e avendo precedentemente allineato il microscopio, il software è in grado di spostare il tavolino

motorizzato del microscopio sull'impronta del cristallo nella mica, riconoscibile poiché la distribuzione delle tracce indotte riproduce fedelmente la forma ribaltata del cristallo (Fig. 15). Sono state quindi conteggiate tutte le tracce spontanee sulla superficie del cristallo e tutte le tracce indotte sull'impronta del cristallo nella mica che sono contenute entro l'area disegnata o che ne intersecano il perimetro.

Sui *mount* dei campioni sono state individuate anche le tracce confinate orizzontali, riconoscibili poiché le due estremità della traccia sono messe a fuoco contemporaneamente (Fig. 16). La misurazione delle tracce confinate ci permette di ottenere la distribuzione di lunghezza delle tracce, la quale è dipendente dal percorso tempo-temperatura della roccia che può quindi essere desunto tramite modellazione inversa. La misurazione della lunghezza delle tracce confinate è stata effettuata ancora una volta con il software *DeltaPix*. Con il quale è stato misurato anche l'angolo compreso tra l'asse *c* e la traccia confinata e il  $D_{par}$  degli *etch-pit* del cristallo in cui è stata individuata ogni traccia (Fig. 16). Si è cercato di misurare un numero di tracce confinate superiore a 50 per ciascun campione.



**Figura 16.** Cristallo di apatite su cui è stata misurata la lunghezza di una traccia confinata, la lunghezza degli *etch-pit* e l'angolo compreso tra l'asse *c*, parallelo alla lunghezza degli *etch pit*, e la traccia confinata.

I dati ottenuti dall'osservazione al microscopio sono stati infine trattati con i software *TRACKKEY*, *BinomFit* e *HeFTy*. *TRACKKEY* è stato utilizzato per calcolare l'età centrale per ciascuno dei campioni analizzati e descrivere la distribuzione di età dei singoli cristalli analizzati attraverso dei diagrammi radiali. Per il campione TU408, in cui la distribuzione di età dei singoli cristalli è molto ampia, è stato utilizzato anche il software *BinomFit* per valutare la presenza di diverse popolazioni di cristalli sfruttando un algoritmo basato sul metodo di decomposizione di Galbraith & Green, (1990). Infine, attraverso il programma *HeFTy* (Ketcham, 2005), è stata effettuata la modellazione della storia tempo-temperatura per ciascun campione.

## 4. RISULTATI

### 4.1. (U-Th)/He su apatite

I risultati delle analisi (U-Th)/He sui cristalli di apatite sono sintetizzati nella Tabella 3, e le età medie di ciascun campione sono state sovrapposte alla carta geologica insieme agli altri dati termocronologici presenti in letteratura (Fig. 6). In tabella, per ogni cristallo analizzato è descritto il contenuto in  $^4\text{He}$ , U,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{147}\text{Sm}$ , l'età non corretta per il processo di  $\alpha$ -ejection, i parametri per la correzione, ossia il raggio della sfera equivalente (ESR) e il fattore di correzione (Ft), e infine l'età corretta di ciascun cristallo. Il contenuto di uranio è descritto da due valori, il primo rappresenta la somma del contenuto di  $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$  in ppm, il secondo valore è invece il cosiddetto uranio effettivo ([U]e), particolarmente utile poiché fornisce indicazioni sulla bontà del dato di ogni cristallo.

Dalla tabella sono stati esclusi i cristalli le cui analisi non sono andate a buon fine. In particolare, i cristalli TU330-a1 e TU402-a2 non sono stati analizzabili dallo spettrometro di massa ICP-MS rendendo impossibile conoscere il contenuto degli isotopi radioattivi. Le analisi sul cristallo TU402-a5 invece non hanno portato ad alcun risultato poiché il cristallo era privo di He. Inoltre, tra i campioni analizzati, sono stati esclusi, ma comunque riportati in Tabella 3 in corsivo, tutti quei cristalli che presentano un contenuto di uranio effettivo inferiore a 5 ppm, per i quali quindi l'età calcolata risulta poco attendibile. Nel caso del campione TU337 tutti i cristalli presentano un contenuto di uranio effettivo insufficiente e pertanto i risultati sono stati trascurati.

Le età medie dei campioni sono comprese tra 117,0 Ma (Cretaceo inferiore) e 14,4 Ma (Miocene medio) mentre le età dei singoli cristalli hanno età comprese tra 127,1 Ma (Cretaceo inferiore) e 7,5 Ma (Miocene superiore). Gli intervalli di età in cui sono comprese le età dei campioni e dei singoli cristalli sono quindi molto ampi. Non considerando il campione TU408, tuttavia, si ottengono degli intervalli di età del tutto compresi nel Cenozoico. Nel dettaglio, le età medie sono comprese tra 40,7 Ma (Eocene) e 14,4 Ma (Miocene medio) mentre le età dei singoli cristalli sono comprese tra 62,1 Ma (Paleocene) e 7,5 Ma (Miocene superiore). La dispersione delle età dei singoli cristalli per ogni campione è generalmente alta con età comprese in un intervallo di più di 10 My attorno al valore medio, ad eccezione del campione TU333.

I campioni TU408 e TU335 presentano entrambi un'età media maggiore dell'età centrale calcolata con il metodo delle tracce di fissione su apatite, ma nel caso del campione TU335 gli intervalli di età descritti dall'errore associato ai due dati si sovrappongono. Più complesso è il caso del campione TU408, un'arenaria nella quale, come descritto nel capitolo successivo, sono state riconosciute due popolazioni di cristalli con diversa età centrale. Per la popolazione di cristalli con età maggiore possiamo però notare, come per il campione TU335, la sovrapposizione degli intervalli di età associati all'errore delle due misure.

Al fine di comprendere la causa della dispersione delle età dei singoli cristalli in quei campioni per cui ne disponiamo un numero sufficiente (TU330, TU335, TU406), sono stati realizzati dei grafici che mettono in relazione le età dei cristalli con il loro raggio della sfera equivalente, con il loro contenuto di U, U effettivo e Th e con il loro rapporto Th/U. I grafici di ogni campione sono stati riportati in appendice (Figg. 35, 36, 37). In questi grafici non è riscontrabile nessuna chiara correlazione tra le età dei cristalli e le dimensioni del raggio della sfera equivalente così come tra le età e il rapporto Th/U, per nessuno dei tre campioni (Figg. 35C, F; 36C, F; 37C, F). Potrebbe invece esistere una correlazione positiva tra l'uranio effettivo e l'età dei singoli cristalli nei campioni TU330 e TU406 (Figg. 35E, 37E).

*Tabella 3. Risultati analisi (U-Th)/He su apatiti.*

| C            | He<br>(nmol/g) | U<br>(ppm) | <sup>232</sup> Th<br>(ppm) | <sup>147</sup> Sm<br>(ppm) | [U]e<br>(ppm) | ESR<br>( $\mu$ m) | Raw<br>age+2 $\sigma$<br>(Ma) | Ft   | Corrected<br>age + 2 $\sigma$<br>(Ma) | Mean<br>age<br>(Ma) | Mean<br>error<br>(Ma) |
|--------------|----------------|------------|----------------------------|----------------------------|---------------|-------------------|-------------------------------|------|---------------------------------------|---------------------|-----------------------|
| <b>TU328</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a3</i>    | 0.4            | 1.3        | 3.5                        | 0.8                        | 2.1           | 42.3              | 31.49 $\pm$ 3.95              | 0.65 | 49.3 $\pm$ 6.2                        | <b>14.4</b>         | -                     |
| <b>a5</b>    | 0.4            | 8.5        | 3.0                        | 1.3                        | 9.1           | 38.6              | 8.86 $\pm$ 1.03               | 0.61 | 14.4 $\pm$ 1.7                        |                     |                       |
| <b>TU330</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a2</i>    | 0.5            | 14.0       | 13.0                       | 7.2                        | 17.0          | 48.9              | 5.19 $\pm$ 0.28               | 0.69 | 7.5 $\pm$ 0.4                         | <b>23.3</b>         | <b>14.3</b>           |
| <b>a3</b>    | 8.6            | 78.1       | 12.6                       | 14.6                       | 81.1          | 56.6              | 19.65 $\pm$ 0.55              | 0.73 | 26.7 $\pm$ 0.7                        |                     |                       |
| <b>a4</b>    | 2.0            | 29.7       | 27.6                       | 13.8                       | 36.2          | 34.7              | 10.07 $\pm$ 0.68              | 0.57 | 17.7 $\pm$ 1.2                        |                     |                       |
| <b>a5</b>    | 11.2           | 64.9       | 37.0                       | 26.2                       | 73.5          | 46.7              | 28.02 $\pm$ 0.89              | 0.68 | 41.2 $\pm$ 1.3                        |                     |                       |
| <b>TU333</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a2</i>    | 0.5            | 1.0        | 2.6                        | 9.9                        | 1.6           | 54.9              | 53.68 $\pm$ 2.84              | 0.73 | 73.6 $\pm$ 3.9                        | <b>19.1</b>         | <b>1.8</b>            |
| <b>a3</b>    | 1.4            | 16.1       | 16.8                       | 6.8                        | 20.0          | 57.9              | 13.26 $\pm$ 0.44              | 0.74 | 17.9 $\pm$ 0.6                        |                     |                       |
| <b>a4</b>    | 1.1            | 13.7       | 6.5                        | 2.6                        | 15.2          | 45.1              | 13.66 $\pm$ 0.63              | 0.67 | 20.4 $\pm$ 0.9                        |                     |                       |
| <i>a5</i>    | 0.1            | 1.4        | 4.1                        | 0.6                        | 2.4           | 47.0              | 10.76 $\pm$ 1.38              | 0.68 | 15.4 $\pm$ 2.0                        |                     |                       |
| <b>TU335</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a1</i>    | 0.1            | 1.6        | 4.7                        | 13.3                       | 2.7           | 54.0              | 8.66 $\pm$ 0.76               | 0.72 | 11.9 $\pm$ 1.1                        | <b>29.6</b>         | <b>6.5</b>            |
| <b>a2</b>    | 18.0           | 150.9      | 121.5                      | 18.6                       | 179.4         | 50.1              | 18.59 $\pm$ 0.44              | 0.70 | 26.5 $\pm$ 0.6                        |                     |                       |
| <b>a3</b>    | 3.2            | 20.4       | 31.7                       | 12.3                       | 27.9          | 63.3              | 21.21 $\pm$ 0.63              | 0.76 | 27.8 $\pm$ 0.8                        |                     |                       |
| <b>a4</b>    | 16.0           | 105.9      | 4.2                        | 4.1                        | 106.9         | 51.2              | 27.73 $\pm$ 1.49              | 0.71 | 39.2 $\pm$ 2.1                        |                     |                       |
| <b>a5</b>    | 1.5            | 11.7       | 13.9                       | 20.5                       | 15.0          | 62.5              | 18.85 $\pm$ 0.82              | 0.76 | 24.8 $\pm$ 1.1                        |                     |                       |
| <b>TU337</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a1</i>    | 0.3            | 0.7        | 1.3                        | 0.5                        | 1.0           | 50.6              | 46.76 $\pm$ 5.37              | 0.70 | 66.1 $\pm$ 7.6                        | -                   | -                     |
| <i>a2</i>    | 0.3            | 1.2        | 1.9                        | 0.5                        | 1.7           | 43.9              | 33.69 $\pm$ 2.98              | 0.66 | 51.4 $\pm$ 4.5                        |                     |                       |
| <i>a3</i>    | 0.0            | 0.7        | 2.1                        | 0.2                        | 1.2           | 50.5              | 1.85 $\pm$ 1.52               | 0.70 | 3.1 $\pm$ 2.6                         |                     |                       |
| <i>a4</i>    | 0.0            | 0.2        | 0.5                        | 0.0                        | 0.3           | 55.0              | 11.31 $\pm$ 4.98              | 0.73 | 15.7 $\pm$ 6.9                        |                     |                       |
| <i>a5</i>    | 0.3            | 1.2        | 2.2                        | 0.6                        | 1.7           | 40.7              | 35.53 $\pm$ 3.63              | 0.63 | 55.9 $\pm$ 5.7                        |                     |                       |
| <b>TU402</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a1</i>    | 0.0            | 0.4        | 1.7                        | 0.1                        | 0.8           | 39.8              | 1.89 $\pm$ 7.86               | 0.62 | 1.8 $\pm$ 7.4                         | <b>20.2</b>         | -                     |
| <i>a3</i>    | 0.0            | 1.0        | 1.6                        | 0.2                        | 1.4           | 42.7              | 1.51 $\pm$ 3.23               | 0.65 | 1.8 $\pm$ 3.8                         |                     |                       |
| <b>a4</b>    | 4.5            | 11.7       | 246.1                      | 63.5                       | 69.6          | 36.5              | 11.93 $\pm$ 0.41              | 0.59 | 20.2 $\pm$ 0.7                        |                     |                       |
| <b>TU406</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <b>a1</b>    | 1.5            | 8.3        | 15.8                       | 13.2                       | 12.0          | 40.7              | 22.64 $\pm$ 1.32              | 0.63 | 35.7 $\pm$ 2.1                        | <b>40.7</b>         | <b>14.8</b>           |
| <b>a2</b>    | 2.6            | 17.8       | 2.6                        | 28.2                       | 18.4          | 46.9              | 25.42 $\pm$ 1.90              | 0.68 | 37.3 $\pm$ 2.8                        |                     |                       |
| <i>a3</i>    | 0.4            | 0.4        | 1.6                        | 0.0                        | 0.8           | 40.4              | 85.55 $\pm$ 10.19             | 0.63 | 133.6 $\pm$ 15.9                      |                     |                       |
| <b>a4</b>    | 0.7            | 6.5        | 2.2                        | 10.3                       | 7.1           | 45.1              | 18.65 $\pm$ 0.94              | 0.67 | 27.8 $\pm$ 1.4                        |                     |                       |
| <b>a5</b>    | 6.4            | 22.9       | 4.3                        | 15.2                       | 23.9          | 71.4              | 49.10 $\pm$ 2.64              | 0.79 | 62.1 $\pm$ 3.3                        |                     |                       |
| <b>TU408</b> |                |            |                            |                            |               |                   |                               |      |                                       |                     |                       |
| <i>a2</i>    | 6.7            | 0.7        | 3.3                        | 8.0                        | 1.5           | 42.7              | 755.20 $\pm$ 67.96            | 0.65 | 1139.4 $\pm$ 102.5                    | <b>117.0</b>        | <b>14.2</b>           |
| <b>a3</b>    | 40.1           | 60.3       | 151.7                      | 40.8                       | 96.0          | 52.6              | 76.63 $\pm$ 1.55              | 0.72 | 106.9 $\pm$ 2.2                       |                     |                       |
| <b>a4</b>    | 47.2           | 40.3       | 247.4                      | 60.1                       | 98.5          | 48.0              | 87.52 $\pm$ 2.35              | 0.69 | 127.1 $\pm$ 3.4                       |                     |                       |

Note: C - Campione; ESR – Raggio della sfera equivalente (Equivalent Sphere Radius); Ft – Fattore di Correzione. Il valore di Uranio effettivo ([U]e=[U]+0.235\*[Th]) fornisce un'indicazione sulla bontà dei dati: se il suo valore è inferiore a 5 ppm allora il contenuto di U nel cristallo di apatite era troppo basso per fornire un risultato attendibile. I cristalli con [U]e < 5ppm, marcati in corsivo, sono stati esclusi.

## 4.2. Tracce di fissione su apatite

Le età centrali di ciascun campione insieme ai parametri misurati per calcolarle sono sintetizzati nella Tabella 4.

I campioni TU327 e TU328 presentano un  $P(\chi^2)$  elevato, prossimo al 100%, che testimonia la presenza di una singola popolazione di cristalli, come si può notare anche dall'osservazione dei relativi diagrammi radiali (Figg. 19A; 20A). Il campione TU408, un'arenaria depositatasi nell'Eocene, presenta invece un  $P(\chi^2) < 5\%$ , che è indicativo della presenza di più popolazioni. Il relativo diagramma radiale (Fig. 18A) è comunque caratterizzato da un'elevata dispersione dei cristalli che non permette di distinguere chiaramente le due popolazioni. I dati sono pertanto stati processati con il software Binomfit i cui risultati sono riportati graficamente in Figura 17. Il risultato dell'analisi condotta con Binomfit sul campione TU408 mostra la presenza di due popolazioni, una popolazione più numerosa rappresentata da 44 cristalli che ha un'età di 75,3 Ma, e una popolazione di 11 cristalli che ha un'età di 103,7 Ma. Entrambe le età sono maggiori dell'età deposizionale dell'arenaria.

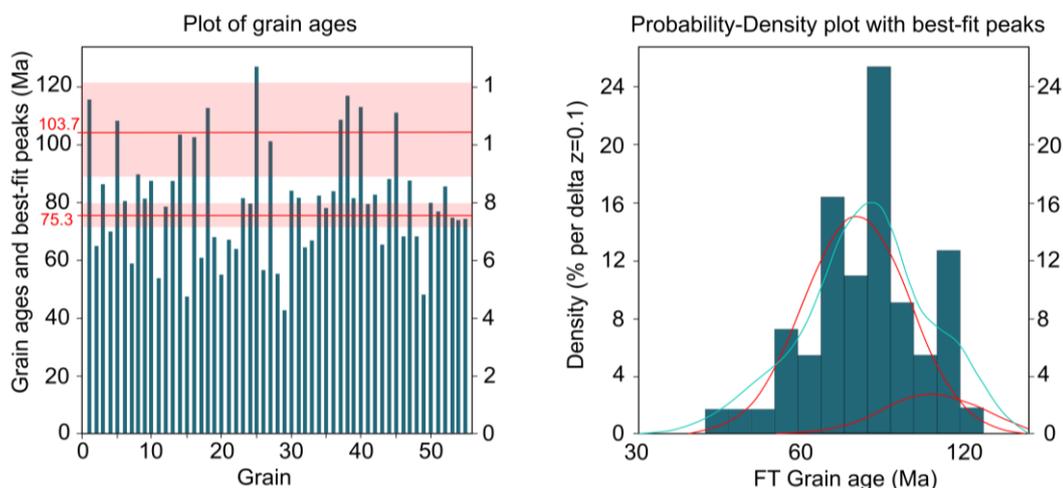
*Tabella 4. Risultati analisi tracce di fissione su apatite.*

|         |   | n  | Spontaneous |       | Induced  |       | $P(\chi^2)$ | Dosimeter |       | Age (Ma)<br>$\pm 1\sigma$ | MCTL (mm)<br>$\pm SE$ | $\sigma$ | N  | D-par |
|---------|---|----|-------------|-------|----------|-------|-------------|-----------|-------|---------------------------|-----------------------|----------|----|-------|
|         |   |    | $\rho_s$    | $N_s$ | $\rho_i$ | $N_i$ |             | $\rho_d$  | $N_d$ |                           |                       |          |    |       |
| TU 327  | - | 22 | 1.78        | 197   | 0.65     | 715   | 99.78       | 1.09      | 3508  | <b>50.9</b><br>$\pm 4.5$  | 14.14<br>$\pm 0.12$   | 1.09     | 77 | 2.12  |
| TU 328  | - | 23 | 2.61        | 194   | 1.49     | 1107  | 99.99       | 0.97      | 3117  | <b>28.9</b><br>$\pm 2.5$  | 13.60<br>$\pm 0.14$   | 1.03     | 54 | 1.85  |
| TU 408  | - | 55 | 10.12       | 2173  | 2.16     | 4651  | 3.71        | 1,01      | 4125  | <b>78.9</b><br>$\pm 3.7$  | 14.03<br>$\pm 0.14$   | 0.88     | 38 | 2.41  |
|         | 1 | 44 | -           | -     | -        | -     | -           | -         | -     | <b>75.3</b>               | 14.02<br>$\pm 0.15$   | 0.84     | 32 | 2.42  |
|         | 2 | 11 | -           | -     | -        | -     | -           | -         | -     | <b>103.7</b>              | 14.03<br>$\pm 0.46$   | 1.15     | 6  | 2.35  |
| TU 333* | - | 20 | 3.35        | 114   | 2.12     | 729   | 40.13       | 1.02      | 4959  | <b>26.8</b><br>$\pm 2.7$  | -                     | -        | -  | -     |
| TU 335* | - | 20 | 3.69        | 97    | 2.69     | 716   | 69.46       | 1.27      | 6229  | <b>28.9</b><br>$\pm 3.2$  | -                     | -        | -  | -     |

Le età centrali sono state calcolate usando come *external detector* un foglio di mica priva di U CN5 e  $\zeta=340.60 \pm 10.84$  (analista G. Lo Mauro).  $\rho_s$  -densità delle tracce spontanee ( $\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$ );  $N_s$  - numero totale di tracce spontanee;  $\rho_i$  e  $\rho_d$  - densità delle tracce indotte e delle tracce sul dosimetro ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ ) sulla mica ( $g = 0.5$ );  $N_i$  e  $N_d$ -numero totale di tracce indotte e tracce sul dosimetro;  $P(\chi^2)$  - probabilità di ottenere un valore  $\chi^2$  per  $n$  gradi di libertà ( $n = \text{numero di cristalli} - 1$ ): una probabilità  $>5\%$  è indicativa di una popolazione omogenea. MCTL-mean confined track length; SE- standard error;  $\sigma$ - standard deviation; N-numero di tracce misurate. \* Mittiga, (2015).

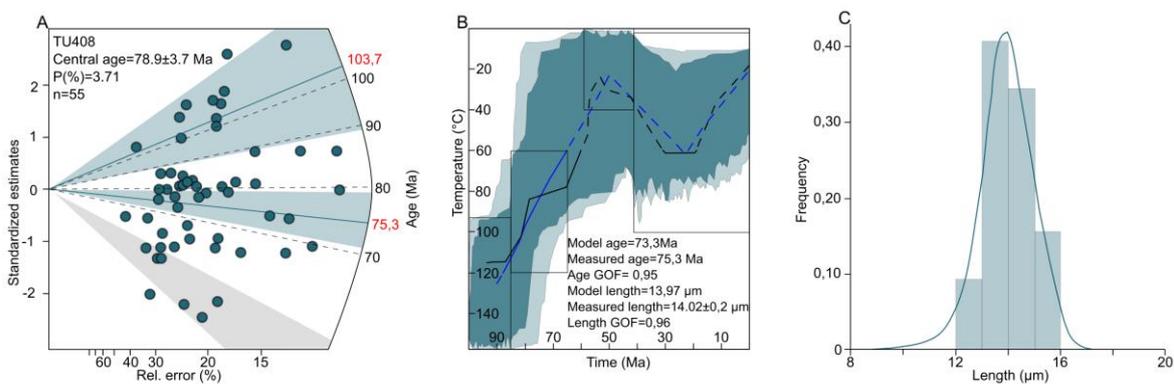
Per i campioni TU327, TU328 e TU408 sono state misurate anche le tracce confinate e sono stati quindi prodotti i modelli t-T (Figg. 18B, 19B, 20B), integrando dove possibile i dati termocronologici risultanti dalle analisi dell'(U-Th)/He su apatite e i vincoli geologici rilevati in campagna o presenti in letteratura.

Il campione TU408 è un'arenaria eocenica di cui è stata calcolata un'età centrale di  $78,9 \pm 3,7$  Ma, che non è però rappresentativa poiché il test del  $\chi^2$  ha rivelato una probabilità inferiore al 5%, compatibile con la presenza di più popolazioni di cristalli. In Figura 18B,C sono pertanto rappresentati i dati ottenuti analizzando soltanto la popolazione più numerosa di cristalli. Tale popolazione è costituita da 44 cristalli in cui sono state riconosciute 32 tracce confinate. L'età di questa popolazione è di 75,3 Ma.



**Figura 17.** Risultati analisi del campione TU408 con il software Binomfit **A)** Grafico delle età dei cristalli del campione TU408 calcolati con il software TRACKKEY. Ogni linea verticale rappresenta l'età di uno dei cristalli. Le età delle due popolazioni calcolate dal software sono rappresentate dalle linee rosse orizzontali. Le bande rosse rappresentano l'intervallo di confidenza al 68 % sull'età di ciascuna popolazione. **B)** Grafico della densità di probabilità (curva azzurra) con istogramma e rappresentazione dei migliori picchi di età per le due popolazioni di cristalli (curva rossa).

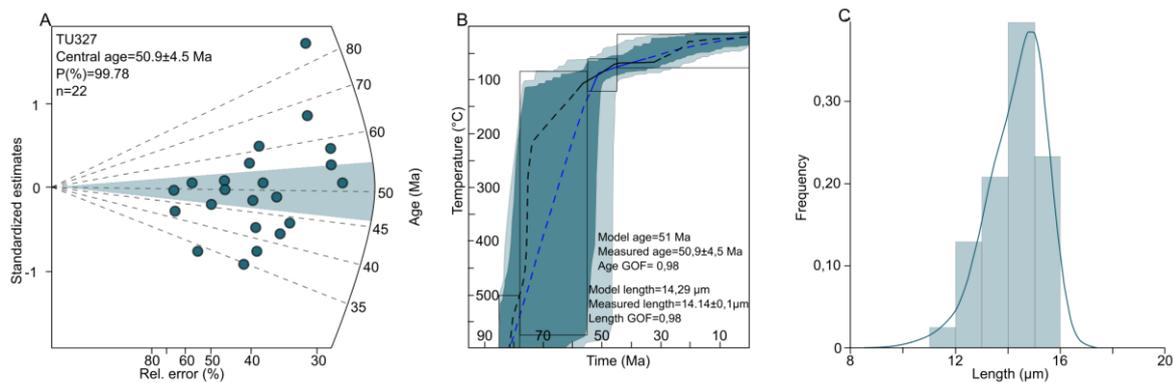
Per il medesimo campione sono stati analizzati anche dei cristalli di apatite con il metodo AHe che hanno fornito un'età media di 117 Ma. Tale età non è stata però inserita nel modello t-T poiché non conosciamo a quale popolazione di cristalli questa potrebbe riferirsi, probabilmente alla popolazione di cristalli caratterizzata da un'età AFT di 103,7 Ma.



**Figura 18.** Sintesi dei risultati delle analisi condotte sul campione TU408. **A)** Diagramma radiale delle età dei singoli cristalli del campione. Le bande azzurre rappresentano l'età e il relativo intervallo di confidenza delle due popolazioni riconosciute dal software Binomfit. La banda grigia rappresenta l'età stratigrafica del campione **B)** Percorsi t-T ottenuti integrando i dati termocronologici disponibili per la popolazione di cristalli maggiormente rappresentata dal campione. La fascia più scura rappresenta l'involuppo dei percorsi che meglio spiegano i dati misurati (GOF (Goodness Of Fit) $>0,5$ ) mentre la fascia più chiara rappresenta l'involuppo dei percorsi definiti come accettabili (GOF $>0,05$ ). La linea nera rappresenta il percorso con il migliore GOF in assoluto mentre la linea blu rappresenta la media dei percorsi con GOF $>0,5$ . **C)** Istogramma delle lunghezze delle tracce di fissione confinate, misurate nei cristalli della popolazione più rappresentata del campione, proiettate rispetto all'asse c dei cristalli. La curva rappresenta la distribuzione di lunghezza delle tracce teorica che rappresenta il miglior modello t-T.

La modellazione inversa effettuata su questo campione si riferisce pertanto soltanto alla popolazione di cristalli che è maggiormente rappresentata nel campione. Per la modellazione gli unici vincoli che sono stati utilizzati sono stati l'età calcolata con il software Binomfit e l'età stratigrafica del campione, prelevato dall'Unità di Anamur che ha un'età compresa tra il Paleocene superiore e il Luteziano.

Il risultato è rappresentato in Figura 18B. Dal modello si evince che la roccia da cui provengono i granuli oggi parte dell'arenaria analizzata, entro la PAZ già nel Cretaceo superiore, ne attraversano il limite superiore circa 60 Ma. L'evoluzione termica del campione in tempi più recenti rimane poco vincolata. In seguito alla deposizione l'arenaria non è stata mai più sepolta a profondità, e quindi temperature, sufficienti a permettere l'*annealing* delle tracce di fissione e il conseguente *resetting* del campione.

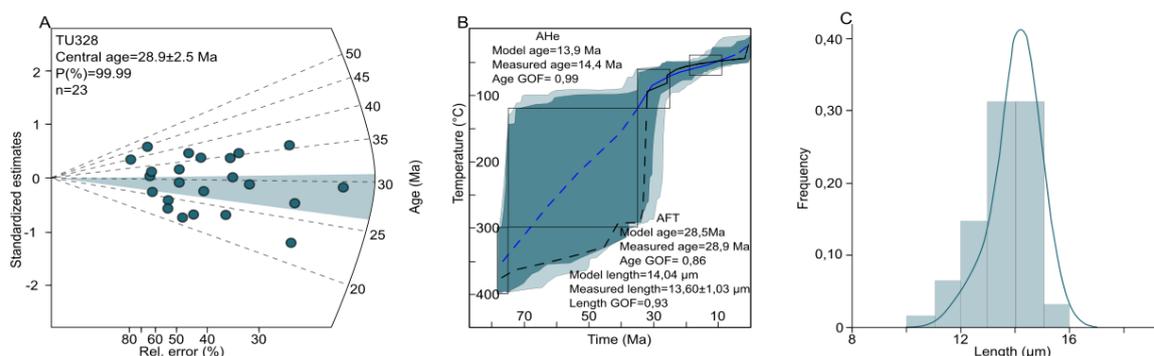


**Figura 19.** Sintesi dei risultati delle analisi condotte sul campione TU327. **A)** Diagramma radiale delle età dei singoli cristalli del campione. La banda azzurra rappresenta l'età centrale del campione e il relativo intervallo di errore. **B)** Percorsi t-T ottenuti integrando i dati termocronologici disponibili per il campione. La fascia più scura rappresenta l'involuppo dei percorsi che meglio spiegano i dati misurati (GOF (Goodness Of Fit) > 0,5) mentre la fascia più chiara rappresenta l'involuppo dei percorsi definiti come accettabili (GOF > 0,05). La linea nera rappresenta il percorso con il migliore GOF in assoluto mentre la linea blu rappresenta la media dei percorsi con GOF > 0,5. **C)** Istogramma delle lunghezze delle tracce di fissione confinate, misurate nei cristalli del campione, proiettate rispetto all'asse c dei cristalli. La curva rappresenta la distribuzione di lunghezza delle tracce teorica che rappresenta il miglior modello t-T.

Il campione TU327 è uno scisto eclogitico che proviene dalle falde tettoniche intermedie del Massiccio di Alanya di cui è stata calcolata un'età centrale di  $50,9 \pm 4,5$  Ma. Non esistono altri dati termocronologici in prossimità del luogo da cui è stato prelevato il campione e gli unici dati disponibili sono datazioni effettuate su campioni della stessa falda ma prelevati a più di 20 km di distanza (Fig. 6). Tali datazioni, che rientrano in un intervallo di tempo compreso tra 84,7 Ma e 78,4 Ma sono state effettuate con i metodi geocronologici U-Pb su rutilo e zirconio, e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  su fengite. Questi dati, che vincolano l'età del metamorfismo subito dal campione nel Cretaceo superiore, sono stati utilizzati durante la modellizzazione della sua storia termica insieme all'età centrale misurata durante questo studio.

In seguito al metamorfismo del Cretaceo superiore il campione è stato rapidamente esumato sino a raggiungere il limite inferiore della PAZ circa 60 Ma (Fig. 19B). La PAZ è stata quindi attraversata con un tasso di raffreddamento inferiore rispetto alla storia termica cretacica, e lo scisto ha raggiunto una temperatura di  $60^\circ\text{C}$  circa 30 Ma. A partire da circa 40 Ma il campione ha subito un raffreddamento molto lento sino al presente, con l'unica eccezione rappresentata da una fase di più rapido raffreddamento avvenuta tra l'Oligocene

e il Miocene inferiore. Questa parte dell'evoluzione termica rimane però poco vincolata a causa della mancanza di dati AHe.



**Figura 20.** Sintesi dei risultati delle analisi sul campione TU328. **A)** Diagramma radiale delle età dei singoli cristalli del campione. La banda azzurra rappresenta l'età centrale. La banda grigia rappresenta l'età stratigrafica (Eocene) del campione. **B)** Percorsi t-T ottenuti integrando i dati termocronologici disponibili per il campione. La Fascia blu scuro rappresenta l'involuppo dei percorsi calcolati con i dati previsti che meglio spiegano i dati misurati ( $GOF$  (Goodness Of Fit)  $> 0,5$ ) mentre la fascia azzurra rappresenta l'involuppo dei percorsi definiti accettabili ( $GOF > 0,05$ ). La linea nera rappresenta il percorso con il migliore  $GOF$  in assoluto mentre la linea blu rappresenta la media dei percorsi con  $GOF > 0,5$ . **C)** Istogramma delle lunghezze delle tracce di fissione proiettate rispetto all'asse c dei cristalli. La curva rappresenta la distribuzione di lunghezza delle tracce teorica che rappresenta il modello t-T.

Il campione TU328, una meta-arenaria che proviene dalle falde inferiori del Massiccio di Alanya, ha fornito un'età centrale di  $28,9 \pm 2,5$  Ma. Nelle vicinanze della località da cui proviene il campione TU328 (Fig. 10) si trova inoltre il campione 341/5 (Fig. 6; Tab. 1) che è stato datato con il metodo dell' $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  su muscovite fornendo un'età di 75,1 Ma (Cetinkaplan et al., 2016). Tale vincolo è stato utilizzato, insieme all'età fornita dalla datazione del cristallo TU328-a5 con il metodo AHe (14,4 Ma), per modellizzare la storia termica del campione.

Il modello che ne risulta è caratterizzato da una fase di veloce raffreddamento che segue il metamorfismo cretacico e porta il campione entro la PAZ a partire da circa 32 Ma. Entro la PAZ si assiste ad una variazione del tasso di raffreddamento che si riduce notevolmente a partire da circa 30 Ma. Il campione attraversa il limite superiore della PAZ ed attraversa la PRZ con un tasso di raffreddamento molto lento. Rimane poco vincolata la storia termica a temperature superiori di quelle compatibili con il metodo AFT.

## 5. DISCUSSIONE

Il contesto geodinamico in cui è situata l'area di studio è dominato dalla convergenza tra la placca africana e la placca eurasiatica e, dal Miocene medio in poi, dalla tettonica di estrusione che ha determinato la formazione e la migrazione verso occidente della microplacca anatolica in seguito alla collisione tra Arabia ed Eurasia (e.g. Şengör et al., 1985; Okay & al., 2010; Cavazza et al., 2018).

Il Massiccio di Alanya si trova in prossimità del margine meridionale della microplacca anatolica, margine di placca di tipo complesso caratterizzato da una collisione continentale incipiente. Verso est, la litosfera oceanica è stata interamente distrutta ed è avvenuta la collisione continentale tra la piattaforma araba ed Eurasia determinando la formazione della sutura di Bitlis-Zagros. Ad ovest, invece, prosegue la subduzione della litosfera africana al di sotto dell'arco ellenico e dell'arco di Cipro per mezzo di due distinti *slabs* (Biryol et al., 2011).

Nel contesto geodinamico generale di tipo convergente, il *rollback* dello *slab* egeo ha determinato l'instaurarsi di un regime tettonico estensionale che caratterizza l'intera area egea e peri-egea. La tettonica estensionale inizia nell'Eocene medio nell'Egeo settentrionale (Brun & Sokoutis, 2010) ma diventa importante soprattutto a partire dall'Oligocene con una progressione verso sud nel Miocene, quando interessa le Isole Cicladi e la regione del Massiccio del Menderes nella Turchia occidentale (e.g. Cavazza et al., 2009; Gessner et al., 2013; Jolivet et al., 2013).

L'area dei Tauri centrali e del Massiccio di Alanya si trova pertanto in una zona strutturalmente complessa e transizionale tra l'area egea e peri-egea caratterizzate da un contesto geodinamico di tipo estensionale e l'area del Massiccio di Bitlis-Pütürge caratterizzata da un contesto compressivo. Di particolare interesse da questo punto di vista è la presenza di una vasta area nell'Anatolia centrale caratterizzata da tettonica (trans)estensionale neogenica centrata sul Bacino di Tuzgölü. Quest'area, compresa tra la traccia della faglia Izmir-Ankara-Erzincan a nord e delimitata a sud dalle strutture dell'Angolo d'Isparta e la faglia east -anatolica, è situata direttamente a nord del Massiccio di Alanya e di Cipro. L'evoluzione strutturale di questa vasta area a tettonica neogenica estensionale deve necessariamente rientrare nel quadro geodinamico generale e verrà considerata più avanti nel capitolo.

I nuovi dati termocronologici di bassa temperatura acquisiti nel corso di questo studio si distribuiscono in un intervallo di tempo che va dall'Eocene al Miocene medio (Fig. 6; Tab 3, 4), escludendo il campione TU408 che presenta età molto più antiche ed è descritto separatamente al termine di questo capitolo. Durante tale intervallo di tempo avviene la transizione dal regime tettonico compressivo responsabile della strutturazione del Massiccio di Alanya e della catena dei Tauri al regime estensionale che ha permesso la formazione dei bacini sedimentari che oggi insistono sul dorso della catena.

### 5.1 Evoluzione del Massiccio di Alanya

Il complesso assetto strutturale del Massiccio di Alanya non ha permesso di trovare un univoco modello evolutivo per l'area di studio, come si è detto nel capitolo 2.3.1.

L'ultimo dei modelli evolutivi proposti per l'area di studio (Robertson & Parlak, 2020) sintetizza coerentemente i dati finora disponibili ed è attualmente il modello più convincente. Infatti, attribuendo l'Unità di Antalya al margine continentale meridionale della Piattaforma Tauride, (Figg. 8F, 21) anziché alla porzione meridionale del microcontinente di Alanya

(Fig. 8E) si spiegano meglio gli attuali rapporti strutturali tra le unità tettonostratigrafiche del massiccio.

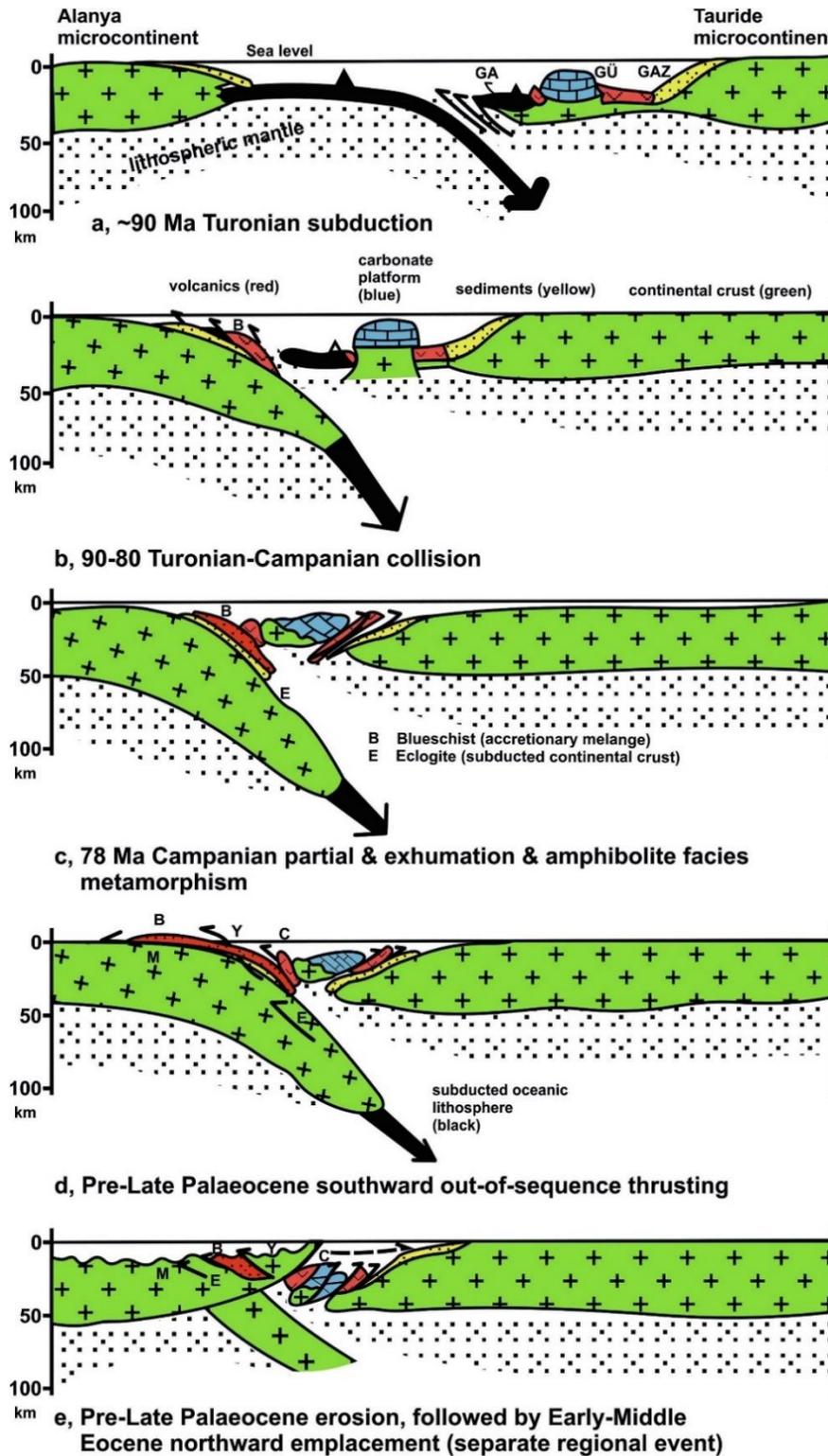
Secondo tale modello, nel Cretaceo superiore, intorno a 90 Ma, l'oceano che separava il microcontinente di Alanya dalla Piattaforma Tauride, avrebbe iniziato a chiudersi, e la relativa litosfera a subdurre verso N (Fig. 21a). La successiva collisione continentale con la Piattaforma Tauride avrebbe determinato la subduzione di parte del continente di Alanya (Falda di Sugözü) e di resti del complesso di accrezione (Mélange di Gündoğmuş) che avrebbero quindi subito il metamorfismo di HP/LT rispettivamente a circa 60 km e 40 km di profondità (Fig. 21b) (Çetinkaplan et al., 2016; Robertson & Parlak, 2020). La falda di Sugözü sarebbe poi stata scollata dalle rocce cristalline circostanti e a causa di forze di galleggiamento sarebbe stata esumata sino ad una profondità di 21-23 km, dove, nel Campaniano, avrebbe subito un metamorfismo retrogrado di tipo barroviano insieme alla crosta adiacente costituita dalle falde di Mahmutlar e di Yumrudağ (Fig. 21c) (Çetinkaplan et al., 2016; Robertson & Parlak, 2020). Il Mélange di Gündoğmuş sarebbe sfuggito a questa fase di metamorfismo retrogrado venendo esumato velocemente in modo indipendente (Robertson & Parlak, 2020).

Il perdurare della collisione continentale e la sua intensificazione avrebbe poi comportato il sovrascorrimento del Mélange di Gündoğmuş verso sud sul microcontinente di Alanya, dove si sarebbe intercalato all'interno della falda di Yumrudağ, e il sovrascorrimento verso N sulla Piattaforma Tauride dell'Unità di Antalya (Fig. 21d) (Robertson & Parlak, 2020). Durante il Paleocene (Fig. 21e) il raccorciamento e il sollevamento della catena avrebbe comportato l'erosione e l'esumazione delle unità oggi affioranti nel Massiccio di Alanya. Il massiccio così esumato sarebbe quindi stato trasportato tettonicamente verso N sull'Unità di Antalya e sulla sottostante Piattaforma Tauride per mezzo di un *back-thrust* regionale, tra l'Eocene inferiore e l'Eocene medio (Fig. 21e) (Robertson & Parlak, 2020).

Il modello evolutivo di Robertson & Parlak (2020), alla pari degli altri modelli proposti per il Massiccio di Alanya (e.g. Çetinkaplan et al., 2016), non descrive l'evoluzione del massiccio successiva alla sua strutturazione. Invece, i nuovi dati attualmente in nostro possesso si concentrano proprio sulla storia più recente del massiccio.

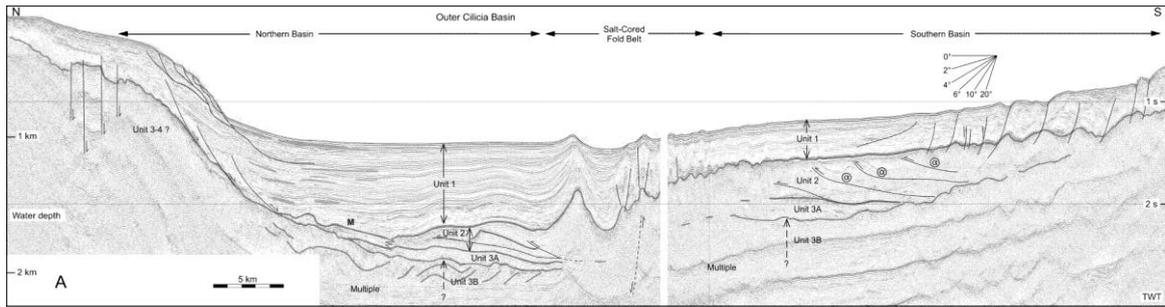
Tra l'Oligocene e il Miocene inferiore è avvenuta la formazione dei bacini sedimentari che si trovano oggi sul dorso della catena dei Tauri. L'origine di tali bacini è tuttora oggetto di dibattito. Secondo gli studi condotti da un gruppo di ricercatori sulla loro porzione sommersa (Aksu et al., 2005; Hall, 2014; Aksu et al., 2021), questi bacini fanno parte di un originale singolo bacino di avanfossa, poi frammentato a partire dal Tortoniano in seguito allo svilupparsi di importanti lineamenti tettonici. Secondo tale modello, pertanto, tra l'Oligocene e il Miocene, l'area sarebbe stata dominata da un regime compressivo associato all'avanzamento della catena dei Tauri e le faglie estensionali mappate nei profili sismici sarebbero il risultato di una fase tettonica più recente (Fig. 22).

I dati risultanti dallo studio degli affioramenti a terra supportano però l'ipotesi della genesi dei bacini in un contesto estensionale. Per esempio i sedimenti più antichi che riempiono il Bacino di Mut, depositatisi in ambienti continentali o transizionali tra l'Oligocene medio e il Miocene inferiore, sono ruotati e dislocati da faglie listriche, mentre i depositi marini soprastanti (Miocene medio – Miocene superiore) appaiono suborizzontali (Fig. 23) (Safak et al., 2005, Cosentino et al., 2012). L'evoluzione del bacino è iniziata in un contesto estensionale in cui le faglie listriche determinavano la formazione di *semigraben*; a partire dal Miocene medio, la deformazione del bacino è stata dominata da processi di subsidenza e sollevamento regionali.



**Figura 21.** Modello tettonico del Massiccio di Alanya (Robertson & Parlak, 2020.) **a)** Inizio della subduzione verso nord dell'Oceano di Güzelsu a cui si associa il magmatismo nell'upper plate. Le unità riunite nel Complesso di Antalya si formano sul margine continentale tauride. **b)** Collisione tra Alanya e la Piattaforma Tauride a nord. La crosta oceanica subduce formando rocce metamorfiche in facies eclogitica. Porzioni della crosta oceanica della lower plate e della supra-subduction zone (upper plate) si scollano e subducono **c)** Le forze di galleggiamento causano l'esumazione delle rocce HP/LT. Parte del complesso di accrezione precedentemente subdotto viene esumato e mescolato con i fanghi carbonatici di avanfossa. Le rocce eclogitiche della falda di Sugözü sono scollate ed esumate **d)** A causa dell'incremento della collisione, il complesso di accrezione già esumato sovrascorre verso sud sulla crosta continentale di Alanya e si intercala nel melange di Gündoğmuş. **e)** Durante l'Eocene inferiore-medio, il Massiccio di Alanya già assemblato, sovrascorre verso nord sul complesso di Antalya.

- |                                |                          |
|--------------------------------|--------------------------|
| C Çiçekoluk unit               | GÜ Güzelsu               |
| Y Yumruadağ nappe              | GA Güzelsu arc-ophiolite |
| B Gündoğmuş blueschist melange | GAZ Gazipaşa             |
| E Sugözü nappe (eclogite)      | (Antalya Complex units)  |
| M Mahmutlar nappe              |                          |
| (Alanya Massif units)          |                          |

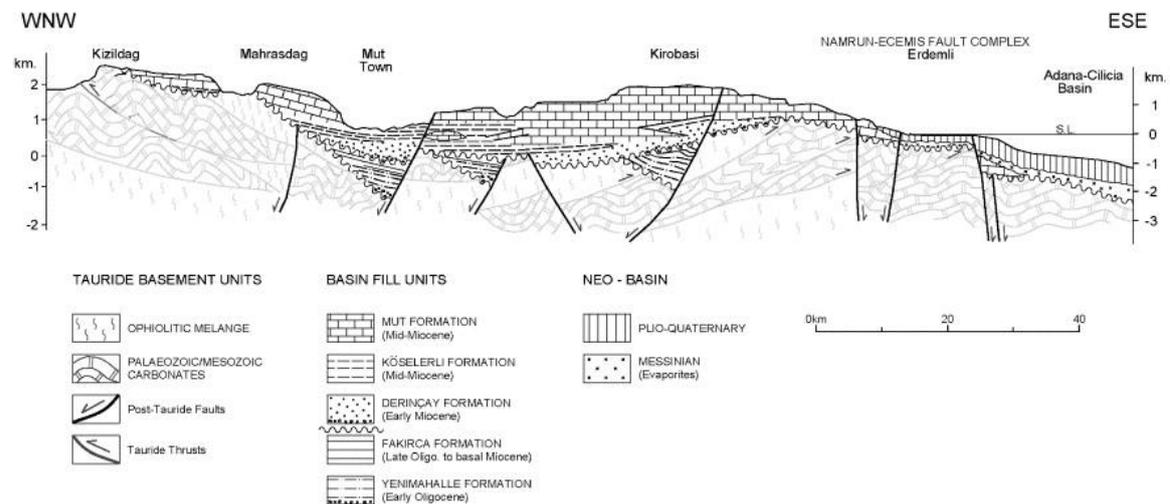


**Figura 22.** Profilo sismico a riflessione che attraversa il Bacino della Cilicia tra la Turchia e Cipro. La traccia del profilo è riportata in Figura 4 (Aksu et al., 2005).

Anche nel bacino di Adana, originariamente interpretato come il prodotto della flessurazione della *lower plate* imposta dall'avanzamento della catena dei Tauri, sono state individuate delle strutture estensionali che hanno prodotto, alla fine del Paleogene, dei *semigraben* in cui si sono sedimentate le unità oligoceniche (Williams et al., 1995).

Evidenze di un regime tettonico estensionale sono individuabili anche nella Dorsale di Kyrenia a Cipro, dove la transizione da facies continentali a facies marine è stata interpretata come il risultato della subsidenza tettonica associata ad una fase estensionale che interessa la dorsale tra l'Eocene superiore e il Miocene superiore (Robertson & Kinnaird, 2016).

In conclusione, il pattern di subsidenza e le geometrie dei bacini oligo-miocenici della regione sono difficilmente inquadrabili in un contesto flessurale causato dall'avanzamento verso sud delle sottili falde tauridi frontali. Viceversa, geometrie, facies e situazione morfobatimetrica (v. il profondo bacino di Cilicia nell'*offshore* tra il Massiccio di Alanya e Cipro e la sua prosecuzione sulla terraferma nel bacino di Adana) indicano un'evidente caratterizzazione estensionale.



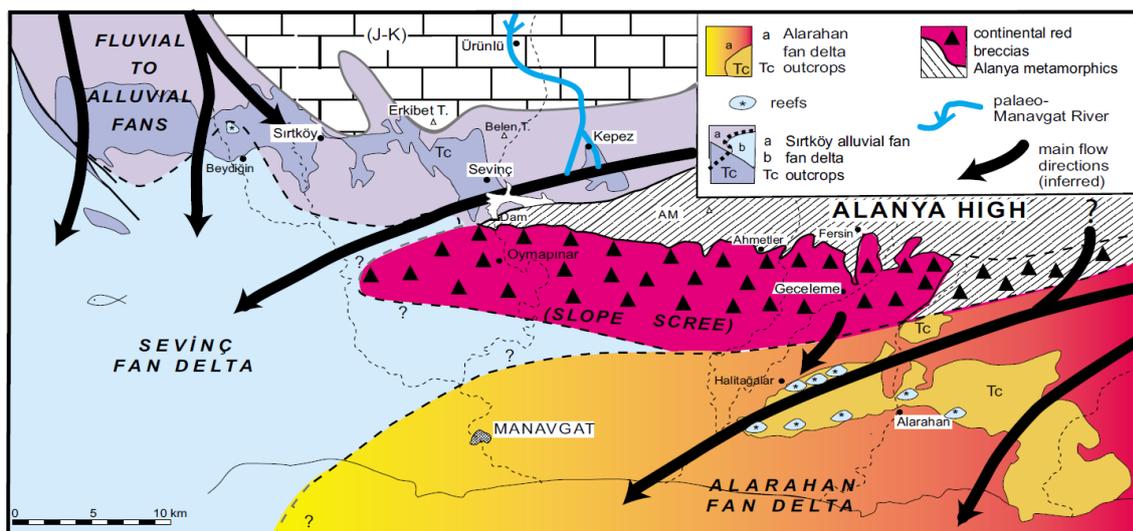
**Figura 23.** Sezione geologica del Bacino di Mut. La traccia della sezione è riportata in Figura 4 (Şafak et al., 2005).

L'età centrale AFT del campione TU328 (28,9 Ma), insieme alle altre età centrali AFT disponibili per il Massiccio di Alanya (campioni TU333 e TU335; Fig. 6; Tab. 4), si collocano in un intervallo di tempo ristretto che coincide con l'origine dei bacini oligo-miocenici. Tali età potrebbero quindi essere il risultato dell'esumazione tettonica del

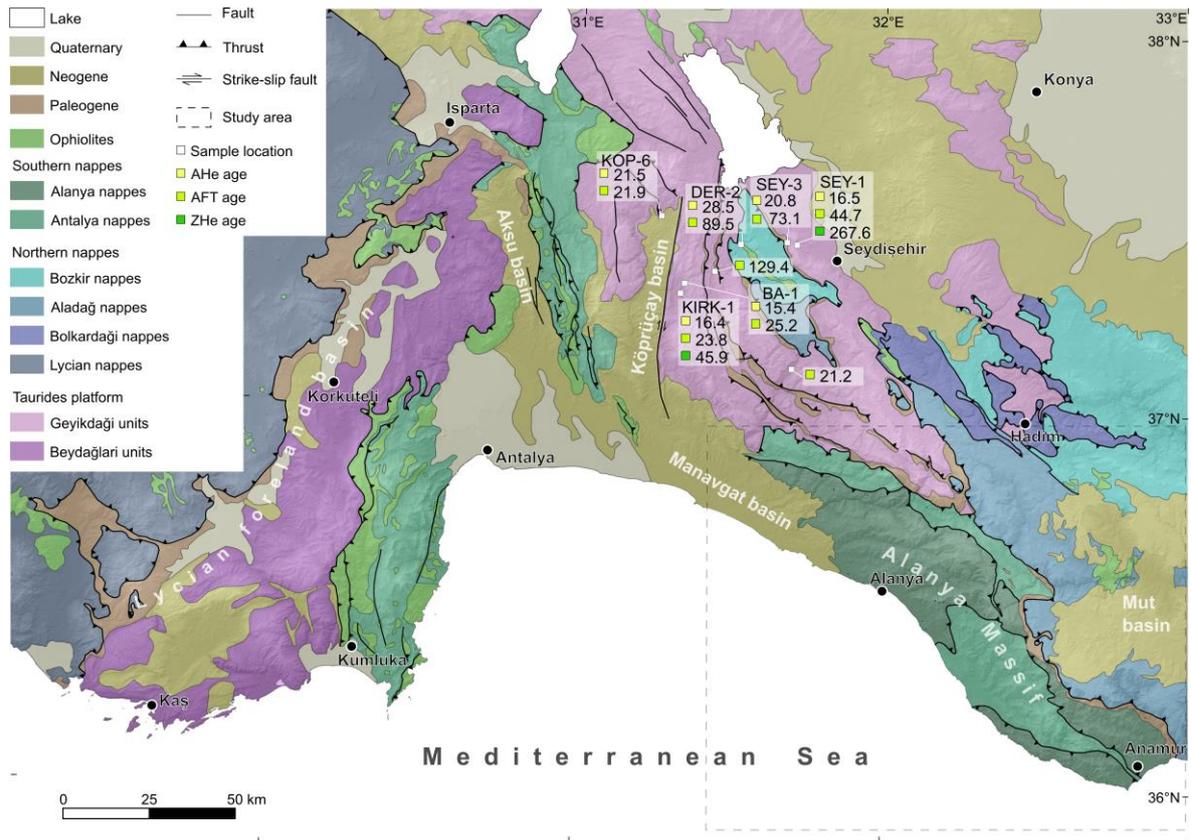
Massiccio di Alanya in un contesto estensionale. Il modello t-T del campione TU328 mostra come il campione abbia attraversato la PAZ con un tasso di raffreddamento relativamente rapido, che invece si riduce non appena il campione entra nella PRZ. Le analisi (U-Th)/He su zircone, attualmente in corso, potrebbero vincolare ulteriormente il percorso termocronologico di questo interessante campione. Oltre al percorso modellizzato per il campione TU328, anche la dispersione delle età AHe, sia dei singoli cristalli che delle medie dei campioni, e la correlazione positiva tra l'età dei singoli cristalli nei campioni TU335 e TU406 e il loro contenuto in [U]e, sembrano confermare un lento attraversamento della PRZ.

La tettonica estensionale attiva sin dall'Eocene superiore avrebbe quindi comportato la genesi di una topografia articolata caratterizzata da *graben* e *semigraben*, che rappresentavano la fase embrionale dei bacini sedimentari circostanti l'area di studio, e da alti relativi che sarebbero stati progressivamente smantellati per erosione, spiegando il lento attraversamento della PRZ durante il Miocene.

I depositi terrigeni prodotti dallo smantellamento degli alti relativi si sono conservati all'interno di questi *graben* e *semigraben* e costituiscono la base delle successioni sedimentarie che riempiono i bacini di Mut, Cilicia-Adana e Antalya. Per esempio, nel sottobacino di Manavgat sono stati mappati due principali unità terrigene costituite da conglomerati: ossia i Conglomerati di Tepekli (Burdigaliano – Langhiano inferiore) e la Formazione Karpuzçay (Serravalliano – Tortoniano/Messiniano) (Flecker et al., 1995; Flecker et al., 2005; Çiner et al., 2008). I Conglomerati di Tepekli si sono depositati nel Miocene inferiore su una topografia già articolata, in ambienti deposizionali interpretati come conoidi alluvionali che venivano alimentate da una catena montuosa di cui faceva parte l'attuale Massiccio di Alanya (Fig. 24) (Monod et al., 2006; Çiner et al., 2008). I conglomerati descritti entro la Formazione Karpuzçay testimoniano invece una nuova fase tettonica più recente che però non sembra essere registrata dai nostri dati termocronologici. I depositi basali sintettonici delle formazioni di Yenimahalle e Fakirca nel Bacino di Mut (Fig. 23) indicano, in questa zona come altrove, che la tettonica estensionale era già attiva nell'Oligocene.



**Figura 24.** Carta paleogeografica che descrive i paleoambienti in cui si depositava il Conglomerato di Tepekli (Çiner et al., 2008).

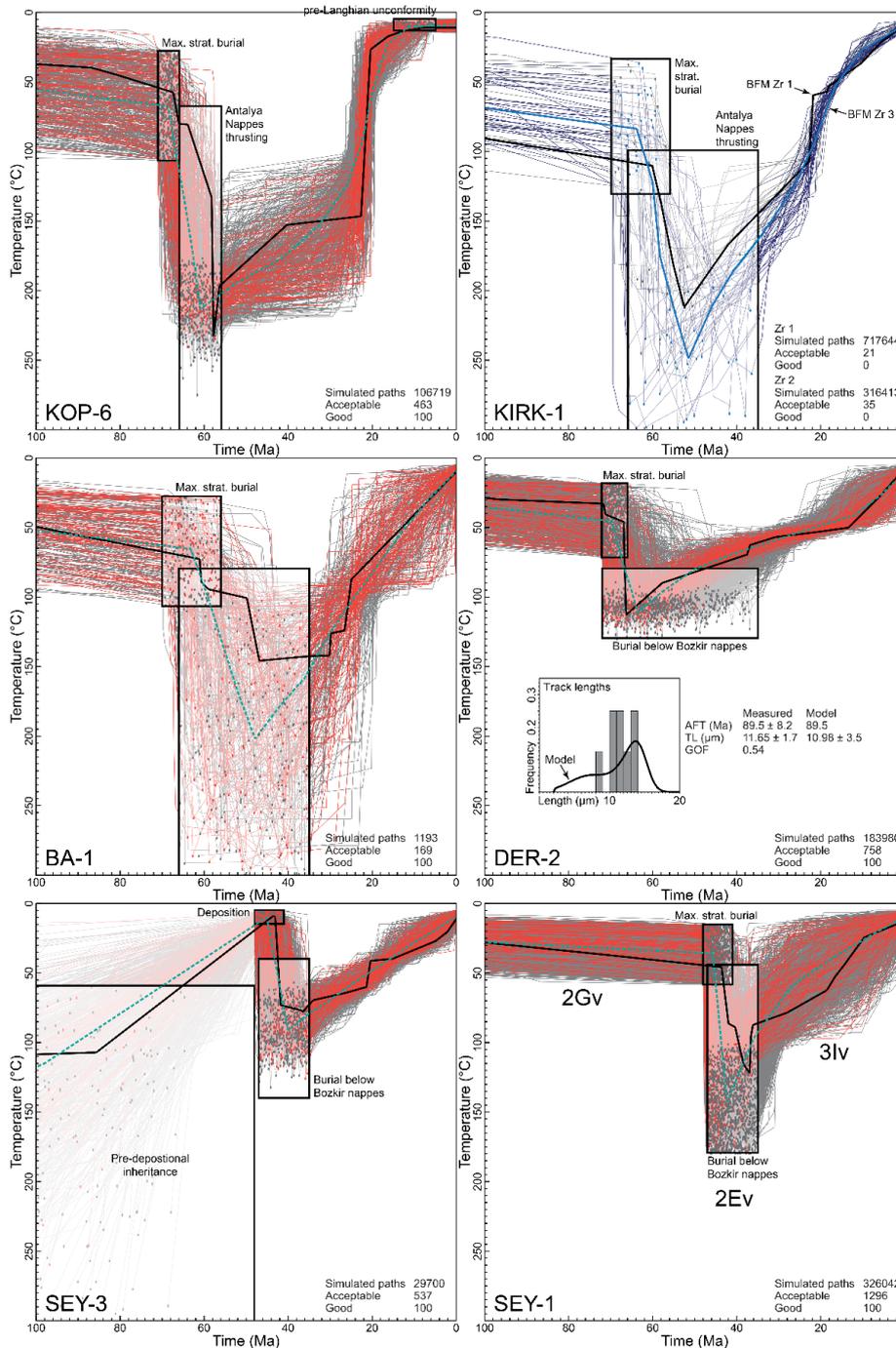


**Figura 25.** Carta geologica dell'Angolo d'Isparta in cui sono rappresentate le principali unità tettonostratigrafiche della catena dei Tauri e i bacini sedimentari terziari che su queste si sovrappongono. Sono inoltre rappresentate le posizioni e le relative età AHe, AFT e ZHe dei campioni di McPhee et al. (2019). Carta geologica modificata da McPhee et al. (2019) e Şiş et al. (2020).

**Tabella 5.** Dati termocronologici relativi ai campioni rappresentati in Figura 25.

| Campione     | Roccia               | Età                  | Unità                    | AFT (Ma)   | AHe (Ma) | ZHe (Ma) |
|--------------|----------------------|----------------------|--------------------------|------------|----------|----------|
| <b>KOP6</b>  | Roccia sedimentaria  | Precambriano         | Geyikdağı                | 21.9±2.3   | 21.5     | -        |
| <b>KIRK1</b> | Arenaria             | Triassico superiore  | Geyikdağı (Kasimlar Fm.) | 23.8±4.4   | 16.4     | 45.9     |
| <b>BA1</b>   | Arenaria             | Triassico superiore  | Geyikdağı (Kasimlar Fm.) | 25.2±3.3   | 15.4     | -        |
| <b>PI01</b>  | Arenaria sin-orogena | Eocene               | Geyikdağı                | 129.4±57.7 | -        | -        |
| <b>DER2</b>  | Arenaria             | Giurassico inferiore | Aladağ (Derebucak Fm.)   | 89.5±10.7  | 28.5     | -        |
| <b>SEY3</b>  | Arenaria sin-orogena | Eocene               | Geyikdağı                | 73.1±8.3   | 20.8     | -        |
| <b>UZU1</b>  | Roccia sedimentaria  | Giurassico inferiore | Geyikdağı                | 21.2±5.3   | -        | -        |
| <b>SEY1</b>  | Arenaria             | Triassico superiore  | Geyikdağı (Kasimlar Fm.) | 44.7±7.6   | 16.5     | 267.6    |

Origine dei dati: McPhee et al., 2019



**Figura 26.** Risultati della modellazione inversa effettuata da McPhee et al., (2019) sui campioni rappresentati in Figura 25. I percorsi accettabili sono indicati in grigio mentre i percorsi buoni sono rappresentati in nero. La linea nera rappresenta il percorso migliore e la linea tratteggiata verde la media di tutti i percorsi del modello. Per il campione KIRK-1 sono sovrapposti due modelli, il modello Zr1 è rappresentato dalle curve grigie e nere, il modello Zr2 è rappresentato dalle curve blu (McPhee et al., 2019). I risultati descrivono abbastanza coerentemente una rapida fase di riscaldamento/seppellimento nel Paleocene-Eocene seguita da una seconda fase di raffreddamento/esumazione avvenuta con tassi più lenti ma costante.

A NW dell'area di studio (Figg. 25,26; Tab. 5), i dati termocronologici di bassa temperatura acquisiti da McPhee et al. (2019) campionando le unità tettonostratigrafiche della catena dei Tauri indicano una fase di riscaldamento/seppellimento avvenuta rapidamente tra il Paleocene e l'Eocene (Fig. 26) ed imputabile al seppellimento tettonico

dell'Unità Geyikdağı ad opera delle falde alloctone. Ciò rappresenta un'ulteriore conferma del fatto che la fase compressiva responsabile della strutturazione della catena dei Tauri sia culminata durante il Paleogene, tra il Paleocene e l'Eocene medio. Ulteriori vincoli sono la formazione del bacino di avampaese associato all'avanzamento della falda di Aladağ, in cui si è depositata l'Unità di Anamur tra il Paleocene e l'Eocene (Robertson & Parlak, 2020) e la strutturazione eocenica del Massiccio di Alanya e della Dorsale di Kyrenia (Robertson & Kinnaird, 2016).

La successiva fase di raffreddamento (Fig. 26) non è però interpretata come il prodotto di una tettonica estensionale ma invece, come il risultato dell'esumazione per erosione che coinvolge la catena dei Tauri. L'erosione della catena sarebbe stata il risultato del sollevamento della stessa causato da una fase tettonica compressiva miocenica e successivamente da cause profonde quali la delaminazione della litosfera (McPhee et al., 2018; MCPhee et al., 2019).

Questa differenza si spiega con il fatto che le aree da cui provengono i campioni analizzati in questa tesi e i campioni analizzati da MCPhee et al. (2019) sono distanti tra loro svariate decine di chilometri. I nostri dati si collocano infatti direttamente a sud della porzione dell'Anatolia centrale caratterizzata dal contesto (trans)estensionale oligo-miocenico e in una posizione più centrale della piega oroclinale che caratterizza la catena dei Tauri. La formazione dell'oroclinale, avvenuta tra l'Eocene e il Miocene per la rotazione in senso orario del lembo orientale dell'Angolo d'Isparta e la rotazione antioraria dei Tauri orientali (van Hinsbergen et al., 2010; Meijers et al., 2010; Gürer et al., 2018), avrebbe conservato un regime tettonico compressivo in prossimità del vertice dell'Angolo d'Isparta e a nord del bacino di Adana, ma avrebbe determinato una riduzione della componente compressiva nella porzione centrale della catena.

In sintesi, durante l'Eocene inferiore e medio, la catena dei Tauri termina la sua strutturazione e il Massiccio di Alanya sovrascorre sulla Piattaforma Tauride. Anche a sud, la strutturazione della Dorsale di Kyrenia, interpretabile a tutti gli effetti come una porzione del Massiccio di Alanya separatosi da esso nell'Oligocene durante la fase estensionale, culmina nell'Eocene medio. Ma a partire dall'Eocene superiore-Oligocene si imposta un regime tettonico estensionale che ha interessato una vasta regione dell'*upper plate* e che potrebbe essere interpretato come il risultato del processo di *rollback* dello *slab* africano in subduzione (e.g. Robertson, 1998). Questa variazione da un regime tettonico compressivo ad un regime estensionale è tra l'altro contemporanea all'instaurarsi del regime estensionale nell'area egea e peri-egea. Nella catena dei Tauri, tale regime estensionale si traduce nella formazione di una serie di bacini intramontani generalmente emersi durante l'Oligocene che accoglievano i sedimenti terrigeni prodotti dallo smantellamento degli alti relativi che caratterizzavano la catena.

A partire dal Miocene medio, la subsidenza dei bacini sarebbe continuata comportando la formazione di un vasto bacino marino tra la porzione meridionale dell'Anatolia e le aree limitrofe (e.g. Fernandez-Blanco et al., 2019). Le cause della subsidenza non sarebbero però legate alle strutture estensionali oligo-mioceniche ma invece ad effetti di topografia dinamica che avrebbero comportato anche il successivo sollevamento del plateau anatolico a partire dalla fine del Miocene (e.g. Cosentino et al., 2012; MCPhee et al., 2022).

## 5.2 Indizi sulla strutturazione del Massiccio di Alanya

Il campione TU327, proveniente dalla falda di Sugözü, è caratterizzato da un'età centrale AFT ben più antica di quelle calcolate sugli altri campioni del Massiccio di Alanya. Inoltre tale età (50,9 Ma) è precedente la fine della strutturazione del massiccio pertanto è l'unico

dato che attualmente ci permette di avere nuove informazioni sulla storia della strutturazione del massiccio.

Dai modelli t-T prodotti per i campioni TU327 e TU328 si evince che, in seguito al metamorfismo, è avvenuto un rapido raffreddamento associato alla rapida esumazione delle falde di Alanya (Figg. 19 e 20). In particolare, per il campione TU327 si nota come intorno a 40 Ma ci sia un'importante riduzione del tasso di raffreddamento (vincolata bene poiché avviene all'interno della PAZ). Questa variazione potrebbe coincidere con la fine della strutturazione del massiccio, mentre la storia termica più recente, descritta dal modello t-T, potrebbe riferirsi alla conseguente esumazione tettonica e per erosione del massiccio. I dettagli dell'evoluzione termocronologica a temperature superiori a quella del limite inferiore della *partial annealing zone* dell'apatite (ca. 120°C) non sono attualmente accertabili; ulteriori analisi (U-Th)/He su zircone attualmente in corso potranno porre vincoli più cogenti sulla storia termica nell'intorno dei 200°C.

Sulla base di quanto precedentemente esposto si può affermare che parte del Massiccio di Alanya, probabilmente la porzione strutturalmente più elevata e in questo caso la falda di Sugözü, fosse già dentro la PAZ, e quindi a profondità relativamente ridotte, durante l'impilamento delle falde del massiccio a partire dal Paleocene, confermando quanto descritto anche dagli ultimi modelli (Çetinkaplan et al., 2016, Robertson & Parlak, 2020).

Più recenti sono invece le età centrali ottenute con il metodo delle tracce di fissione su apatite dalla falda inferiore: queste potrebbero però essere associate alla successiva fase di esumazione tettonica oligocenica. Per il campione TU328 siamo in possesso di un modello t-T che mostra una storia termica parecchio complessa entro i limiti della PAZ. Sembra infatti che il campione abbia superato con un alto tasso di raffreddamento il limite inferiore della PAZ, e che successivamente il tasso di raffreddamento sia diminuito. Ciò potrebbe però essere un effetto imposto dal tentativo di raccordare il vincolo più antico (metamorfismo) con il vincolo legato all'età centrale del campione: si osservi infatti che l'involuppo dei percorsi t-T statisticamente significativi per quella fase è molto ampio.

### 5.3 L'Unità di Anamur

Le età calcolate con entrambi i metodi per il campione TU408 sono ben più antiche delle età degli altri campioni e della stessa età eocenica dell'arenaria. Tale roccia non è stata pertanto resettata, come si evince anche dal risultato della modellazione statistica (Fig. 18).

Il campione di roccia analizzato proviene dalla cosiddetta Unità di Anamur, una successione sedimentaria deposta in discordanza sull'Unità di Alanya e Antalya, che è già stata interpretata come il risultato del riempimento di un bacino di avampaese associato all'avanzamento della sottile falda di Aladağ e alla conseguente limitata flessurazione dell'area di avampaese. Il mancato *resetting* del campione è quindi giustificato da una modesta entità della subsidenza associata alla formazione di questo bacino, che ha accolto una successione sedimentaria spessa soltanto alcune centinaia di metri (Robertson & Parlak, 2020).

Complessa risulta essere la ricerca di una sicura area-sorgente per i granuli dell'arenaria. Lo studio sugli affioramenti dell'Unità di Anamur non ha registrato la presenza di materiale eroso dal Massiccio di Alanya e conservato all'interno dell'unità (Robertson & Parlak, 2020) e le età delle popolazioni riconosciute entro il campione sono contemporanee o più antiche del metamorfismo che interessa le rocce oggi parte del Massiccio di Alanya, lasciando supporre che queste non possano essere state l'area-sorgente di questi cristalli.

## 6. CONCLUSIONI

Grazie all'integrazione dei nuovi dati termocronologici raccolti con il metodo delle tracce di fissione su apatite e dell'(U-Th)/He su apatite con i dati stratigrafici e termocronologici presenti in letteratura è stato possibile raggiungere le seguenti conclusioni:

- Al termine della fase compressiva che ha comportato il sovrascorrimento verso nord delle falde di Alanya sulla Piattaforma Tauride, l'instaurarsi di un regime tettonico estensionale tra l'Oligocene e il Miocene inferiore ha determinato la formazione dei bacini sedimentari che circondano l'area di studio e l'esumazione tettonica del Massiccio di Alanya come testimoniato dall'insieme di età centrali AFT comprese tra circa 27 e 29 Ma.
- La fase estensionale ha generato una topografia articolata in cui gli alti relativi della catena venivano smantellati e il prodotto del loro smantellamento si sedimentava in bacini intramontani. Anche porzioni del Massiccio di Alanya sarebbero state in questo modo esumate per erosione come testimoniato dal lento attraversamento della PRZ documentato dalla modellazione inversa del campione TU328, dalla dispersione delle età AHe e, in alcuni casi, dalla correlazione delle età AHe dei singoli cristalli con il contenuto di U effettivo.
- Il bacino di avampaese determinato dal sovrascorrimento della falda di Aladağ sulla Piattaforma Tauride e sulle unità sovrascorse da sud è stato caratterizzato da una modesta subsidenza, come indicato dal mancato *resetting* del campione TU408 e dallo scarso spessore dell'Unità di Anamur che rappresenta il riempimento paleocenico-eocenico di questo bacino.
- Le età calcolate per la falda di *Sugözü* potrebbero confermare che il massiccio di Alanya fosse già almeno in parte esumato nel Paleogene.

Restano dubbi sull'evoluzione dettagliata dell'area di studio. Acquisendo nuovi dati relativi alle falde strutturalmente più alte del Massiccio di Alanya si potrebbe confermare un'eventuale correlazione tra le età di esumazione e l'altezza strutturale delle unità. Inoltre, i dati attualmente a nostra disposizione non ci permettono di vincolare adeguatamente gli eventi termici più antichi, come l'evento termico associato al sovrascorrimento dell'Unità di Alanya sull'Unità di Antalya, che permetterebbe di discriminare tra i modelli evolutivi proposti da Çetinkaplan et al. (2016) e Robertson & Parlak (2020). Questi eventi più antichi sono ben vincolati al Campaniano dalle età Ar-Ar sulle miche bianche e U-Pb su rutilo e zirconio disponibili in letteratura (Fig. 6) e precedentemente discussi. Resta da definire l'evoluzione termocronologica alle temperature intermedie. A tal fine sono però stati selezionati dei cristalli di zirconio, attualmente in analisi all'Università di Postdam per mezzo del metodo (U-Th)/He su zirconio e i cui risultati saranno presto disponibili. Tali dati, essendo riferiti a un termocronometro con una più alta temperatura di chiusura (circa 180°C), potrebbero fornirci ulteriori informazioni sulla storia della strutturazione del Massiccio di Alanya.

## **APPENDICE 1: Tecniche analitiche**

## A1.1. ANALISI DELLE TRACCE DI FISSIONE

### A1.1.1. Formazione e struttura delle tracce di fissione

#### A1.1.1.1. Fissione nucleare

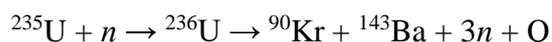
La fissione nucleare è uno dei processi che portano al decadimento di nuclidi radiogenici aventi massa atomica maggiore di 230 e numero atomico maggiore di 90. I radionuclidi aventi tali caratteristiche sono isotopi degli elementi appartenenti alla serie degli attinidi (Th, Pa, U, Np, Pu, etc.), molti dei quali decadono anche attraverso altri processi come ad esempio il decadimento per emissione di particelle  $\alpha$ . Tra questi, solo gli isotopi  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  si rinvencono in concentrazioni apprezzabili nelle sostanze naturali. Tuttavia, la maggior parte delle tracce di fissione sono prodotte da  $^{238}\text{U}$ , che è l'isotopo più abbondante della serie U.

Per di più la semivita di tale isotopo, relativamente al decadimento per fissione e decadimento- $\alpha$ , è relativamente breve, come mostrato nella Tabella 6.

**Tabella 6.** *Abbondanze relative e tempi di dimezzamento totale e per fissione spontanea degli isotopi  $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ . d: media geochimica*

|                   | Abbondanza relativa<br>(rapportata ad $^{238}\text{U}$ ) | Tempo di dimezzamento<br>totale (yr) | Tempo di dimezzamento<br>per fissione spontanea (yr) |
|-------------------|--|--------------------------------------|--|
| $^{232}\text{Th}$ | 4 <sup>d</sup>   | $1.40 \times 10^{10}$                | $1.0 \times 10^{21}$                                 |
| $^{234}\text{U}$  | $5.44 \times 10^{-5}$                                    | $2.46 \times 10^5$                   | $1.5 \times 10^{16}$                                 |
| $^{235}\text{U}$  | $7.25 \times 10^{-3}$                                    | $7.04 \times 10^8$                   | $1.0 \times 10^{19}$                                 |
| $^{238}\text{U}$  | 1  | $4.47 \times 10^9$                   | $8.2 \times 10^{15}$                                 |

La reazione di fissione nucleare di  $^{235}\text{U}$  è:



#### A1.1.1.2. Formazione delle tracce di fissione

La fissione nucleare è un processo che libera energia e avviene sia spontaneamente che artificialmente attraverso il bombardamento con neutroni, protoni o altre particelle. Ciascuna reazione produce una grande quantità di energia (210 MeV) in forma di frammenti di fissione, neutroni e raggi  $\gamma$ .

Una parte dell'energia (circa 170 MeV) viene liberata nella forma di energia cinetica a causa della forza di repulsione di Coulomb tra i due nuclidi appena formati. Parte della restante energia è trasferita ai neutroni rilasciati durante la fissione, che sono capaci di produrre nuove fissioni di altri radionuclidi pesanti. L'energia cinetica dei due frammenti è pressoché la stessa ma poiché l'energia cinetica è proporzionale alla massa delle particelle, ne consegue che i frammenti più leggeri si muoveranno con velocità maggiore e quindi viaggeranno per distanze maggiori prima di fermarsi. Come conseguenza, il centro delle tracce non sarà sempre coincidente con la posizione originaria dell'atomo di U.

La velocità raggiunta dai frammenti prodotti è il 3-5% della velocità della luce ma è sufficiente per superare la velocità orbitale degli elettroni. Dunque alcuni elettroni vengono

persi dai frammenti della fissione che diventano quindi cationi. Le interazioni con il reticolo cristallino poi fermano gradualmente gli ioni. Tali interazioni possono essere di due tipi: collisioni con gli atomi del reticolo cristallino o interazioni con gli elettroni degli atomi nelle loro posizioni reticolari. La collisione elastica è un evento molto raro se si considerano le ridotte dimensioni del nucleo comparate con le dimensioni degli atomi, ma risulta prevalente a bassa energia. Ad alta energia, è maggiormente probabile il secondo meccanismo. I frammenti ad alta ionizzazione, durante il loro percorso, possono fornire agli elettroni l'energia sufficiente per passare a livelli orbitali superiori o possono causare la loro uscita dalle orbite come raggi  $\delta$ . Tale processo è alla base del cosiddetto *ionization spike model* (Fleischer et al., 1965, 1975).

Questo può essere sintetizzato in tre fasi (Fig. 27):

- le particelle cariche inducono la ionizzazione attraverso l'interazione elettronica nel reticolo del solido;
- gli ioni adiacenti si respingono a vicenda verso posizioni interstiziali, lasciando una serie di vuoti lungo il percorso;
- lo sforzo locale del reticolo si distribuisce per rilascio elastico.

Una conferma di tale teoria deriva dal fatto che le tracce si formano solo in materiali isolanti e non in materiali conduttori, dove gli ioni del reticolo sarebbero immediatamente neutralizzati, prima che entri in azione la repulsione di Coulomb.

### A1.1.1.3. Struttura delle tracce di fissione

In seguito alla fissione nucleare le particelle pesanti generate, cariche di energia, muovendosi all'interno del cristallo producono una zona di danneggiamento all'interno del reticolo cristallino denominata "traccia di fissione latente" (*latent track*).

Le dimensioni della traccia possono essere estremamente variabili, da 1  $\mu\text{m}$  a qualche mm a seconda della carica, dell'energia cinetica della particella e del solido danneggiato. Nella maggior parte dei casi, la larghezza della traccia è di qualche nm e non è osservabile attraverso le normali tecniche di microscopia ottica. L'unico modo per osservare le tracce di fissione latenti è attraverso l'uso di microscopi a trasmissione elettronica (TEM) o attraverso alcuni microscopi elettronici ad alta risoluzione. Tali tecniche permettono di osservare come il reticolo cristallino sia completamente distrutto nella zona centrale della traccia, per uno spessore di 5 nm, circondato da zone meno danneggiate che si possono estendere fino a 10 nm.

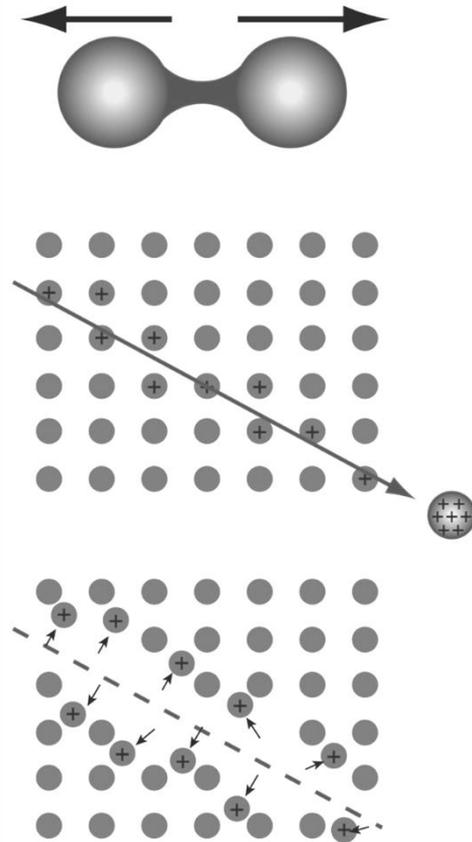
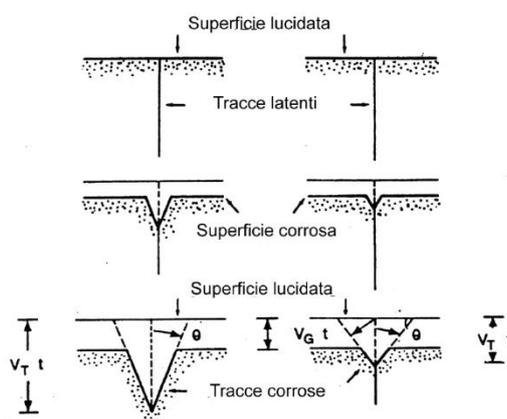


Figura 27. Tre stadi di formazione delle tracce, secondo lo *ionization spike model* (Fleischer et al., 1975).

#### A1.1.1.4. Attacco chimico

L'osservazione diretta delle tracce latenti è possibile solo attraverso la microscopia a trasmissione elettronica (TEM). Per rendere le tracce visibili con normali tecniche di microscopia ottica sono state sviluppate diverse tecniche. Queste utilizzano per lo più metodi distruttivi che utilizzano le zone di danneggiamento come zone a rimozione preferenziale di materiale attraverso attacco chimico. Di conseguenza, solo le tracce che intersecano o sono connesse con le superfici sottoposte ad attacco possono essere rivelate.

L'attacco chimico consiste nella semplice immersione del cristallo in appropriati reagenti chimici capaci di disciogliere più efficientemente le zone a maggiore energia libera, come nel caso delle tracce latenti.



**Figura 28.** Schema dello sviluppo di tracce con incidenza normale per tre gradi di attacco chimico (non attaccate, mediamente attaccate, pienamente attaccate (Zattin, 1999).

Generalmente, i tassi di corrosione lungo le tracce ( $V_T$ ) sono maggiori del tasso di corrosione generale del minerale ( $V_G$ ). Come mostrato in Figura 28, la lunghezza delle tracce dopo un tempo  $t$  sarà (Fleischer et al., 1975):

$$l = (V_T - V_G) t \quad \text{eq. A1}$$

L'angolo  $\theta$  indicato in Figura 28 sarà dato da:

$$\theta = \sin^{-1} \left( \frac{V_G}{V_T} \right) \quad \text{eq. A2}$$

Il rapporto  $V_G/V_T$  è caratteristico per ogni tipo di minerale e reagente chimico.  $V_T$  è generalmente molto maggiore di  $V_G$  (di un fattore di 10 o più), il quale a sua volta è molto variabile in relazione all'orientazione cristallografica della superficie corrosa. Nelle apatiti, i tassi di corrosione sui piani prismatici che contengono l'asse  $c$  sono molto minori dei tassi di corrosione sulla faccia basale. L'angolo  $\theta$  può variare tra  $1^\circ$  e  $5^\circ$ , ma è molto maggiore nei vetri. Affinché siano efficientemente rivelate dal reagente, le tracce devono intersecare la superficie del cristallo ad un angolo maggiore di un valore minimo detto *angolo critico*  $\theta_c$  (Fleischer and Price 1964).

Durante il processo di corrosione, non tutte le tracce vengono rivelate poiché parte di queste vanno perse in seguito alla rimozione della parte superficiale del cristallo.

L'efficienza di corrosione  $\eta$  (*etching efficiency*) è così definita:

$$\eta = 1 - \sin\theta \quad \text{eq. A3}$$

Nei vetri o nei solidi amorfi, l'efficienza di corrosione varia tra 0.10 e 0.70 (Fleischer et al., 1975), mentre nei cristalli è generalmente maggiore (variando a seconda del piano sottoposto ad attacco). Per esempio, nel caso della muscovite sono stati misurati valori tra 0.92 e 0.99 (Khan e Durrani, 1972; Wall, 1986; Roberts et al., 1984), e questo è uno dei motivi per il quale questa è usata come *external detector* (vedi paragrafi successivi).

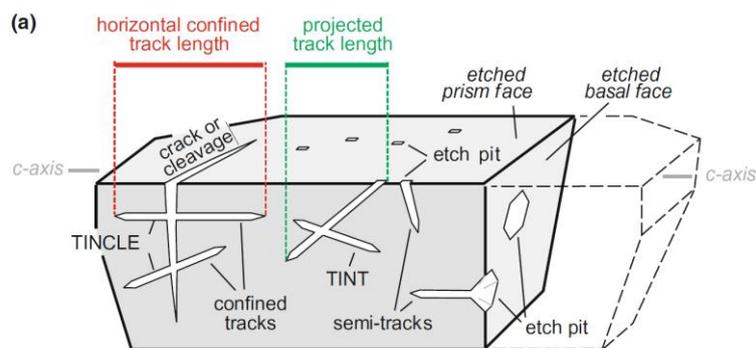
Da quanto mostrato ne deriva che, nella corrosione dei cristalli, una proprietà caratteristica è il tasso di corrosione, che può variare a seconda dell'orientazione cristallografica della superficie sottoposta ad attacco.

Questa è pure responsabile della forma degli *etch pits* (cioè delle figure che si formano all'intersezione della traccia con la superficie). Ovviamente, se la traccia non è parallela alla superficie, la sua forma sarà influenzata dalle proprietà cristallografiche dei piani lungo i quali essa si sviluppa. L'apatite è il minerale dove si osservano meglio le variazioni di forma degli *etch pits*. Infatti, sulle facce basali le tracce di fissione mostrano aperture superficiali con forme di piramide esagonale capovolta mentre sulle facce prismatiche si possono osservare figure romboidali.

Sulle apatiti, è stata dimostrata un'anisotropia dell'attacco acido legata all'orientazione delle facce cristallografiche (Green et al., 1986). Questo avviene poiché essendo  $V_G$  maggiore lungo la direzione parallela all'asse c le tracce parallele all'asse c si allargano di circa tre volte. Da ciò ne deriva che le tracce orientate ad alto angolo rispetto all'asse c sono più facilmente identificabili e mostrano la forma tipica a "lama di coltello"; contrariamente, le tracce parallele all'asse c sono molto più sottili e dunque meno evidenti. In queste tracce è molto più difficile osservare discontinuità legate al processo di corrosione e ciò suggerisce che le tracce aventi tale orientazione siano molto più stabili. Esperimenti di riscaldamento dei minerali hanno posto in evidenza una forte anisotropia nella lunghezza delle tracce, poiché quando queste hanno un angolo inferiore a  $45^\circ$  con l'asse c sono sensibilmente più stabili (Green et al., 1986).

Il processo di corrosione per attacco chimico può essere schematizzato in tre punti:

- le tracce sono al di sotto del limite di osservabilità;
- rapido aumento delle tracce visibili (fase di *underetching*), soprattutto per le tracce che intersecano la superficie del cristallo;
- un più lento aumento del numero delle tracce visibili con la rivelazione delle tracce confinate (fase di *overetching*).



**Figura 29.** Sezione schematica che mostra le diverse tipologie di tracce di fissione sottoposte ad attacco acido. Solo le tracce latenti a contatto con la superficie esterna sono rivelate dall'attacco acido ( Hurford, 2019).

Le tracce visibili utilizzate per ricerche sulla lunghezza delle stesse possono essere suddivise in due gruppi. Il primo riunisce tutte le tracce che intersecano direttamente la superficie del cristallo; queste tracce sono contate anche per la datazione. Il secondo riunisce le cosiddette tracce confinate, che sono completamente incluse all'interno del cristallo ma che vengono rivelate per attacco chimico poiché esse intersecano altre tracce, clivaggi o fratture che raggiungono la superficie del cristallo. Tali tracce sono chiamate con gli acronimi TINT (*Tracks IN Tracks*) e TINCLE (*Tracks IN CLEavage*) secondo la dicitura di Bhandari et al., (1971), mostrate in Figura 29.

Ovviamente, oltre all'orientazione cristallografica del minerale, risulta molto importante anche il tipo di reagente chimico. Infatti, sulla stessa faccia cristallografica, le forme e i diametri degli *etch pits* possono variare a seconda della diversa anisotropia di attacco dei reagenti. Generalmente è meglio utilizzare reagenti chimici che rivelino le tracce con la massima efficienza possibile in maniera isotropa.

### A1.1.2. Principi del metodo di datazione

La datazione con le tracce di fissione è una tecnica molto simile agli altri metodi di datazione isotopica poiché si basa sul decadimento di un radionuclide padre in un isotopo figlio stabile. L'età è funzione del rapporto tra la concentrazione del prodotto figlio e del radionuclide padre. Nella metodologia di datazione con tracce di fissione, queste due quantità, in altri casi misurabili solo tramite dispendiose tecniche di spettrometria, sono sostituite dal numero di tracce osservabili e dall'ammontare dell'uranio presente nel campione.

Il decadimento radioattivo è un processo statisticamente casuale, ma costante nel tempo. La probabilità che un nucleo specifico di un dato isotopo possa decadere entro uno specifico periodo di tempo è data dalla *costante di decadimento*  $\lambda$ . Il numero totale di decadimenti radioattivi per unità di tempo è dato da  $\lambda \times N$ , dove  $N$  è il numero totale di nuclei del radionuclide presenti. Il tasso del processo radioattivo può essere espresso come:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N \quad \text{eq. A3}$$

Tale quantità è negativa poiché il numero totale di nuclei diminuisce con il tempo. Se integriamo la concentrazione iniziale di nuclei del nuclide figlio (atomi già presenti al tempo  $t=0$ ) si avrà:

$$N_0 = Ne^{\lambda t} \quad \text{eq. A4}$$

$N_0$  non può essere determinato direttamente ma può essere espresso come funzione sia del numero di nuclidi figli ( $D$ ) sia del numero di nuclei del radionuclide padre rimanenti ( $N$ ), che possono essere determinati direttamente.

$$D = N_0 - N \quad \text{eq. A5}$$

Sostituendo nell'equazione A5  $N_0$  secondo l'equazione A4 si avrà:

$$D = Ne^{\lambda t} - N \quad \text{eq. A6}$$

Risolviendo per  $t$  si otterrà:

$$t = \frac{1}{\lambda} \log \left( \frac{D}{N} + 1 \right) \quad \text{eq. A7}$$

Nella metodologia che utilizza le tracce di fissione, il valore D è dato dalle tracce rivelate attraverso attacco chimico, prodotte per decadimento spontaneo dell' $^{238}\text{U}$ , il quale non decade unicamente per fissione nucleare bensì anche per decadimento per emissione di particelle  $\alpha$ . Se  $\lambda_d$ ,  $\lambda_\alpha$  e  $\lambda_f$  sono rispettivamente la costante di decadimento totale, la costante di decadimento per emissione di particelle  $\alpha$  e la costante di decadimento per fissione nucleare spontanea si avrà:

$$\lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_f \quad \text{eq. A8}$$

Il numero totale di decadimenti dovuto a fissione nucleare sarà dunque proporzionale al rapporto  $\lambda_f/\lambda_d$ . Quindi il numero di tracce spontanee  $N_s$  che si accumuleranno (per unità di volume) è dato da:

$$N_s = \frac{\lambda_f}{\lambda_d} {}^{238}\text{N} (e^{\lambda_d t} - 1) \quad \text{eq. A9}$$

Dove  ${}^{238}\text{N}$  è il numero di atomi di  ${}^{238}\text{U}$  ancora presenti. Siccome la costante di decadimento per fissione spontanea è di diversi ordini di grandezza inferiore alla costante di decadimento  $\alpha$ , si può procedere con l'approssimazione secondo la quale  $\lambda_d = \lambda_\alpha$ . Dunque l'equazione A7 può essere scritta come segue:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \log \left[ \left( \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left( \frac{N_s}{{}^{238}\text{N}} \right) + 1 \right] \quad \text{eq. A10}$$

La quantità di U ancora presente nel cristallo ( ${}^{238}\text{N}$ ) può essere determinata facilmente attraverso l'irraggiamento del campione con neutroni termici in un reattore nucleare. L'irradiazione induce la fissione artificiale dell' ${}^{235}\text{U}$  ed il numero totale di fissione è dato da:

$$N_i = {}^{235}\text{N} \sigma \varphi \quad \text{eq. A11}$$

Dove  $\varphi$  rappresenta il flusso di neutroni (neutroni/cm<sup>2</sup>),  ${}^{235}\text{N}$  è la densità atomica dell'isotopo  ${}^{235}\text{U}$  e  $\sigma$  rappresenta la sezione trasversale, ovvero la probabilità per un atomo di  ${}^{235}\text{U}$  di assorbire un neutrone termico. Siccome in natura il rapporto isotopico ( ${}^{235}\text{U}/{}^{238}\text{U} = I$ ), ovvero l'abbondanza relativa degli isotopi dell'uranio è costante si ottiene a partire dall'equazione A10:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \log \left[ \left( \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left( \frac{N_s}{N_i} \right) I \sigma \varphi + 1 \right] \quad \text{eq. A12}$$

Che rappresenta l'equazione fondamentale per il metodo di datazione con le tracce di fissione. Pertanto, le datazioni si basano sulla misurazione del flusso di neutroni e di  $N_s$  e  $N_i$ , espresse come numero di tracce per unità di volume. In pratica, siccome si osserva una superficie di un cristallo,  $N_s$  e  $N_i$  possono essere considerati come densità ( $\rho_s$  e  $\rho_i$ ), che possono essere misurate al microscopio come numero di tracce per aree di ampiezza conosciuta. Queste densità sono funzione del tipo e della durata del processo di attacco chimico e delle condizioni di osservazione e possono essere espresse come

$$\rho_s = g_s N_s R_s \eta_s f(t) q_s \quad \text{eq. A13}$$

$$\rho_i = g_i N_i R_i \eta_i f(t) q_i \quad \text{eq. A14}$$

Dove:

$g_{s,i}$ = fattore geometrico

$R_{s,i}$ = lunghezza media di una traccia dopo il processo di attacco chimico

$\eta_{s,i}$ = fattore di efficienza dell'attacco chimico

$f(t)$ = tempo di attacco chimico

$q_{s,i}$ = fattore di osservazione

Il fattore geometrico  $g$  è, per definizione, costante e vale 1 per superfici interne al cristallo e 0.5 per superfici esterne al cristallo. Nello stesso materiale,  $R_s$  e  $R_i$  sono praticamente uguali (Bhandari et al., 1971), mentre  $\eta$ ,  $f(t)$  e  $q$  dipendono dalle tecniche che sono usate per la rivelazione e l'osservazione delle tracce. Combinando le equazioni A12, A13 e A14 si ottiene:

$$t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \log \left[ \left( \frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \right) \left( \frac{\rho_s}{\rho_i} \right) QGI\sigma\varphi + 1 \right] \quad \text{eq. A15}$$

$$\text{dove } G = \frac{g_i}{g_s} \text{ e } Q = \frac{\eta_i f(t) q_i}{\eta_s f(t) q_s}$$

Se le condizioni di attacco chimico e di osservazione sono le stesse per le tracce spontanee ed indotte  $Q$  varrà 1. I valori di  $\lambda_\alpha$  e  $I$  sono stati definiti dalla *IUGS Subcommission on Geochronology* (Steiger and Jäger, 1977) e valgono rispettivamente  $1.55125 \times 10^{-10}$  e  $7.2527 \times 10^{-3}$ . Non è stato ancora raggiunto un accordo generale circa i parametri  $\lambda_f$  e  $\sigma$ , come mostrato nei paragrafi successivi.

### A1.1.2.1. La costante di decadimento

Fino ai giorni d'oggi sono state condotte svariate determinazioni della costante di decadimento  $\lambda_f$  (Bigazzi, 1981; Hadler, 1982). I risultati posso essere raggruppati intorno a due valori, che differiscono tra di loro di circa il 20%:  $6.9 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  e  $8.5 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ .

I valori minori sono stati misurati attraverso esperimenti sulla produzione di tracce di fissione e analisi su minerali e vetri di età nota. I valori maggiori sono stati ottenuti attraverso misurazioni in *rotating bubble chamber* (Galliker et al., 1970), *ionization chamber* (Hadler Neto et al., 1981) e analisi radiochimiche. Quasi tutte le determinazioni della costante ottenute attraverso gli esperimenti su tracce di fissione e di datazione si basano su l'assunzione che le condizioni di irraggiamento siano perfettamente note e che, di conseguenza, sia nota la quantità di uranio. Secondo Bigazzi & Hadler Neto (1989), la differenza tra i due valori della costante è probabilmente ascrivibile ad errori sistematici tipici delle procedure sperimentali.

Nel tempo sono state quindi sviluppate due tecniche per le datazioni attraverso le tracce di fissione: la prima è basata su calibrazioni fisiche, attraverso la determinazione del flusso di neutroni e della costante di decadimento  $\lambda_f$ ; la seconda aggira il problema della determinazione delle costanti fisiche attraverso la calibrazione con standard geologici di età nota.

### A1.1.2.2. Dosimetria dei neutroni

Per la determinazione del flusso di neutroni sono state sviluppate due metodologie: la prima di queste si basa sulla misurazione dell'attività  $\gamma$ , proporzionale al flusso, attraverso monitor metallici (Au, Cu e Co); la seconda si basa sul conteggio delle tracce su standard e vetri.

La determinazione dell'attività dei monitor metallici è impossibile per molti analisti poiché richiede un facile accesso ai reattori ed una stretta collaborazione con gli scienziati che vi operano. Al fine di risolvere questo problema, l'NBS (*National Bureau of Standards*) ha prodotto una serie di *wafer* di vetro (SRM961-964) con differenti concentrazioni di uranio che sono stati irradiati nel reattore dell'NBS con un flusso termico monitorato attraverso fogli di Au e Cu.

Il flusso di neutroni può essere determinato con la misurazione di tracce indotte su vetri standards non irradiati ( $\rho$ ) e sui wafer dell'NBS ( $\rho_{NBS}$ ). Gli standard NBS sono stati criticati poiché c'è una differenza sistematica tra la calibrazione con fogli di Au e di Cu; perché è presente un considerevole contenuto di Th e B, che producono tracce di fissioni non distinguibili da quelle prodotte dall'U; poiché il rapporto  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$  non è lo stesso presente in natura; poiché l'U non è omogeneamente distribuito (Bigazzi & Hadler, 1989).

### A1.1.2.3. L'approccio età standard

Al fine di risolvere il problema della determinazione del flusso di neutroni e della costante di decadimento  $\lambda_f$  Fleischer *et al.* (1972) propose l'irraggiamento di uno standard di età (con età determinata attraverso analisi comparative) congiuntamente agli altri campioni. In tal modo l'età dei campioni può essere calcolata attraverso l'analisi comparativa della densità di tracce nel campione e la densità di tracce nello standard.

Di conseguenza l'equazione A15 può essere riscritta, inserendo il fattore  $\zeta$  (Hurford & Green, 1982, 1983) in sostituzione dei parametri  $\lambda_f$ ,  $\varphi$ ,  $\sigma$  ed  $I$  (che hanno lo stesso valore sia nello standard che nei campioni), nella maniera seguente:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \log \left[ 1 + \zeta \lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \right] \quad \text{eq. A16}$$

Dove  $\zeta$  è derivato dall'età dello standard attraverso l'equazione:

$$\zeta = \frac{[e^{\lambda_d t_{STD}} - 1]}{\lambda_d [\rho_s / \rho_i]_{STD}} \quad \text{eq. A17}$$

Le densità di tracce per standard e campione devono essere determinate per lo stesso irraggiamento e sottoponendo campioni e standard alle stesse condizioni di attacco chimico e di osservazione microscopica. Un approccio alternativo permette di calibrare un dosimetro di vetro, con una distribuzione omogenea di U, con una serie di standards (Hurford & Green, 1981). Per questo sono stati prodotti diversi dosimetri (serie SRM e CN), con diversi contenuti di U. Quando si è raggiunta una precisa valutazione del cosiddetto "fattore  $\zeta$ ", le età dei campioni possono essere calcolate misurando la densità di tracce sul monitor di vetro o sul suo rivelatore esterno ( $\rho_d$ ).

L'equazione A1.2.19 può quindi essere riscritta come:

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \log \left[ 1 + \zeta \lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \right] \quad \text{eq. A18}$$

Essendo il fattore  $\zeta$  è determinabile attraverso l'equazione:

$$\zeta = \frac{[e^{\lambda_d t_{STD}} - 1]}{\lambda_d [\rho_s / \rho_i]_{STD} \beta \rho_d} \quad \text{eq. A19}$$

La calibrazione del fattore  $\zeta$  deve essere ripetuta attraverso più di 5 analisi, preferibilmente utilizzando più di uno standard, ciascuno dei quali sottoposto ad un diverso irraggiamento (Hurford, 1990). Il valore ottenuto è specifico per ogni analista, poiché la procedura di conteggio dipende dall'analista e dalla fase minerale. Le variazioni rispetto al valore medio dipendono da fattori come piccole differenze sulla dimensione del limite inferiore di accettazione di una traccia, sul criterio di selezione dei cristalli e sulla precisione nel localizzare le impronte prodotte sul rilevatore esterno (Hurford, 1998).

Gli standard di età dovrebbero soddisfare i seguenti requisiti (Hurford & Green, 1983):

- il campione deve provenire da un orizzonte ben documentato, facilmente accessibile e che contenga una ragionevole quantità di materiale per produrre degli standard;
- il campione deve avere età omogenea (i minerali separati devono appartenere ad una singola popolazione di età);
- le età determinate indipendentemente attraverso K/Ar e Rb/Sr non devono essere ambigue e compatibili con la stratigrafia nota;
- l'età delle tracce di fissione deve essere relazionabile
- alle età ottenute indipendentemente e non a processi precedenti né a eventi di raffreddamento lento post-formazione.

Lo standard ideale deve provenire da rocce sub vulcaniche raffreddatesi rapidamente e che non siano state sottoposte a riscaldamenti successivi. Alcuni degli standard utilizzati attualmente sono elencati in Tabella 7.

**Tabella 7.** Campioni di riferimento utilizzati come standard di età per le datazioni con tracce di fissione su apatite.

| Minerale                | Specifiche geologiche  | Regione                    | Età (Ma)   | Metodo di datazione                          |
|-------------------------|--|----------------------------|------------|--|
| Apatite e zircono       | Fish Canyon Tuff   | Colorado, USA              | 27,7 ±0,2  | <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar (biotite) |
| Apatite                 | Giacimento di martite di Durango nel gruppo vulcanico Carpintero | Cerro de Mercado, Messico  | 31,4 ± 0,6 | K/Ar   |
| Apatite, zircono, sfeno | Compesso Intrusivo di Mount Dromedary                            | New South Wales, Australia | 98,8 ±0,6  | Rb/Sr (biotite)                              |

Secondo Bigazzi & Hadler Neto (1989), l'uso di standard di età può provocare errori sistematici poiché l'età di riferimento viene determinata con tecniche diverse e, spesso, non può essere comparata con l'età delle tracce di fissione. Inoltre, la lunghezza delle tracce spontanee risulta essere minore della lunghezza delle tracce indotte del 5-10% (Gleadow *et al.*, 1986), evidenziando, quindi, l'esistenza di una significativa riduzione (*annealing*) post-formazione.

#### A1.1.2.4. $\zeta$ Factor

In questo studio sono stati utilizzati, per la taratura del fattore  $\zeta$  per il vetro CN-5, campioni standard Fish Canyon (irraggiamenti OR3A OR6, OR14, OSU 14) e Durango (irraggiamenti OR1, OR2A, OR3B, OR4 (Valore medio), OR9, OSU7B, OSU 14). Il valore risultante è  $\zeta=340,60 \pm 10,84$ ; nelle tabelle 8 e 9 sono indicati i valori misurati.

**Tabella 8.** Valori relativi ai dosimetri per la stima del flusso neutronico nei campioni standard: numero ( $n_i$ ) e densità di tracce ( $\rho_D$ ), errore sulla densità calcolata.

|       |        | $n_i$ | $\rho_D$<br>( $10^5$ tr/cm $^2$ ) | Errore<br>( $10^5$ tr/cm $^2$ ) |
|-------|--------|-------|-----------------------------------|---------------------------------|
| OR1   | Top    | 3122  | 9,7                               | 0,17                            |
|       | Bottom | 3280  | 10,2                              | 0,19                            |
| OR2A  | Top    | 3504  | 10,9                              | 0,18                            |
|       | Bottom | 3989  | 12,4                              | 0,19                            |
| OR3A  | Top    | 3308  | 10,3                              | 0,18                            |
|       | Bottom | 3902  | 12,3                              | 0,19                            |
| OR3B  | Top    | 3638  | 11,3                              | 0,18                            |
|       | Bottom | 4180  | 13,0                              | 0,20                            |
| OR6   | Top    | 3174  | 9,9                               | 0,17                            |
|       | Bottom | 4040  | 12,6                              | 0,19                            |
| OR 9  | Top    | 2978  | 9,3                               | 0,17                            |
|       | Bottom | 3563  | 11,1                              | 0,19                            |
| OR14  | Top    | 3268  | 10,1                              | 0,17                            |
|       | Bottom | 3926  | 12,2                              | 0,19                            |
| OSU7B | Top    | 2060  | 6,4                               | 0,14                            |
|       | Bottom | 2864  | 8,9                               | 0,17                            |
| OSU14 | Top    | 2535  | 7,9                               | 0,16                            |
|       | Bottom | 3375  | 10,5                              | 0,18                            |

**Tabella 9.** Dati relativi ai campioni standard per la taratura del fattore  $\zeta$ : numero di tracce spontanee ( $n_s$ ) ed indotte ( $n_i$ ) e loro rapporto ( $n_s/n_i$ ), densità di tracce nel dosimetro ( $\rho_D$ ),  $\zeta$  e sua deviazione standard calcolati con il software Trackkey.

|           | $n_s$ | $n_i$ | $n_s/n_i$ | $\rho_D$<br>( $10^5$ tr/cm $^2$ ) | $\zeta$       | st.dev       |
|-----------|-------|-------|-----------|-----------------------------------|---------------|--------------|
| FC-OR14   | 162   | 1195  | 0,136     | 12,2                              | 337,04        | 29,35        |
| FC-OSU14  | 263   | 1546  | 0,170     | 10,5                              | 312,28        | 22,3         |
| FC-OR6    | 165   | 955   | 0,173     | 9,9                               | 326,51        | 28,73        |
| FC-OR3A   | 130   | 892   | 0,146     | 10,4                              | 368,29        | 35,68        |
| DUR-OR4   | -     | -     | -         | -                                 | 312,58        | 18,68        |
| DUR-OR1   | 162   | 861   | 0,188     | 9,7                               | 345,21        | 30,7         |
| DUR-OR2A  | 198   | 1434  | 0,138     | 12,4                              | 367,89        | 29,09        |
| DUR-OR3B  | 204   | 1341  | 0,152     | 11,3                              | 366,52        | 28,8         |
| DUR-OSU14 | 260   | 1188  | 0,219     | 7,9                               | 363,87        | 26,58        |
| DUR-OSU7B | 246   | 898   | 0,274     | 6,4                               | 358,99        | 27,62        |
| DUR-OR 9  | 192   | 1179  | 0,163     | 11,1                              | 347,94        | 28,25        |
|           |       |       |           |                                   | <b>340,60</b> | <b>10,84</b> |

### A1.1.2.5. Metodo di datazione con rilevatore esterno (EDM)

L'insieme di datazioni attraverso tracce di fissione fornite con questo lavoro si basano sul metodo di datazione con rilevatore esterno (*External Detector Method*), che permette la datazione di singoli cristalli e, quindi, permette la corretta datazione anche di minerali con contenuti di uranio fortemente variabili.

Per procedere alla datazione attraverso questa metodologia, i minerali devono essere montati su vetrino in resina epossidica (apatiti) o su foglietti di Teflon (zirconi), e quindi lucidati e sottoposti ad attacco chimico. In un secondo momento, il vetrino con i cristalli (*mount*) viene ricoperto con il rilevatore esterno (di solito un foglio di muscovite priva di U) che, dopo l'irraggiamento, sottoposto ad attacco chimico, permette la rivelazione delle tracce indotte. Il *mount* e il rilevatore vengono quindi fissati ad un vetrino per procedere poi al conteggio al microscopio.

Sui cristalli si contano le tracce fossili, mentre sull'immagine corrispondente del cristallo sul rilevatore esterno vengono contate le tracce indotte. Le parti dei cristalli da contare vengono generalmente scelte evitando le zonazioni ed i bordi dove possono essere presenti tracce provenienti dai cristalli circostanti. Il metodo EDM è usato correntemente per tutti i minerali, ma deve essere utilizzato con precauzione laddove i cristalli presentino difetti e dislocazioni (specialmente per le apatiti). Il metodo risulta ideale per la datazione di rocce sedimentarie e può risultare molto utile per la datazione di tefriti, dove sono spesso presenti granuli detritici, che in tal modo possono essere riconosciuti ed esclusi dalle analisi. Tuttavia non può essere utilizzato per la datazione di vetri, poiché i vetri e i materiali usati come rilevatori esterni hanno efficienze di corrosione molto diverse.

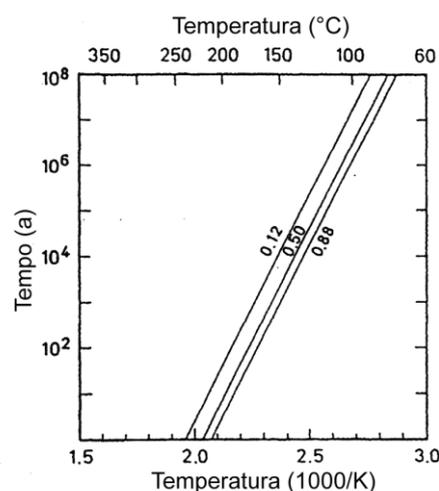
### A1.1.3. Annealing delle tracce di fissione

In alcuni studi sperimentali (Fleischer *et al.*, 1965) alcuni minerali e vetri sono stati sottoposti ad irradiazioni, pressioni idrostatiche elevate (fino a 80 kb), sforzi di taglio e riscaldamento. I risultati dimostrano che la temperatura è di gran lunga il fattore dominante che influenza la stabilità delle tracce di fissione. Gli esperimenti basati sul semplice riscaldamento dimostrano chiaramente una diminuzione del numero di tracce e della loro lunghezza con la temperatura. Tale processo è noto come *annealing*.

#### A1.1.3.1. Annealing in laboratorio

Gli esperimenti di *annealing* si basano sulla misurazione delle lunghezze delle tracce e della loro densità in campioni sottoposti a diversi gradi di riscaldamento a diverse temperature.

I dati sono tradizionalmente presentati attraverso i cosiddetti diagrammi di Arrhenius, nei quali viene tracciato il tempo di *annealing* in scala logaritmica in funzione dell'inverso della temperatura assoluta. I parametri di densità  $\rho$  e lunghezza  $l$ , normalizzati rispetto alle condizioni iniziali ( $\rho_0$  e  $l_0$ ) esprimono il grado di *annealing*.



**Figura 30.** Diagramma di Arrhenius con linee parallele date dall'allineamento di punti relativi a campioni con uguale riduzione della densità durante l'annealing. Vengono considerate solo apatiti monocomposizionali da Sljudjanka, Siberia (Wagner, 1986).

Tutti i punti con uguale riduzione della densità  $\rho/\rho_0$  si allineano lungo una retta (Fig. 30; Naeser & Faul, 1969; Wagner, 1972; Hammerschmidt *et al.*, 1984; Green *et al.*, 1985).

Ciò sta a significare che si possono ottenere gli stessi gradi di *annealing* sottoponendo i campioni a brevi esposizioni a temperature elevate o, al contrario, ad esposizioni prolungate a temperature basse.

Siccome i frammenti prodotti dalla fissione nucleare provocano una forte ionizzazione all'inizio del loro percorso, i difetti di densità lungo le tracce di fissione diminuiscono dal centro verso la fine delle stesse. Durante i processi di *annealing*, la riduzione delle tracce avviene a partire dalle estremità, come è stato dimostrato da Green *et al.* (1986) attraverso esperimenti condotti su standard Durango di apatite.

Oltre alla temperatura, ci sono altri fattori che possono influenzare la velocità di *annealing* delle tracce di fissione. Il processo di *annealing* non avviene in maniera isotropica nei cristalli. Nelle apatiti, ad esempio, le tracce parallele all'asse-c risultano più resistenti all'*annealing* rispetto alle tracce perpendicolari all'asse-c; tale anisotropia aumenta con l'avanzare dell'*annealing* (Green & Durrani, 1977). I tassi di *annealing* delle tracce di fissione dipendono anche dalla composizione chimica dei cristalli. Numerosi elementi come le Terre Rare, Sr, etc., possono modificare la composizione di base delle apatiti. Tutti gli studi sperimentali dimostrano però che le apatiti ricche in Cl sono le più resistenti all'*annealing* (; Gleadow & Duddy, 1981; Green *et al.*, 1986). Secondo tali autori, il Cl è l'unico elemento capace di influenzare profondamente la cinetica dell'*annealing* e, pertanto, tutti gli studi sulle tracce di fissione dovrebbero includere anche analisi microchimiche sui cristalli datati. Donelick (1997) per contro sostiene che anche il diverso contenuto di OH, Mn e Fe può avere la sua importanza.

### A1.1.3.2. *Annealing* in condizioni naturali

L'utilizzo di campioni provenienti da pozzi, in aree dove il contesto geologico, l'evoluzione tettonica e la storia termica sono ben documentati, offre la migliore opportunità per testare i modelli prodotti con esperimenti in laboratorio.

Gli studi di maggior dettaglio sono stati condotti con l'utilizzo di campioni provenienti da diversi pozzi nel bacino sedimentario di Otway (Victoria meridionale, Australia) che contiene diversi livelli di sedimenti fluviali di origine vulcano-clastica (e.g. Gleadow & Duddy, 1981). Attraverso la datazione con tracce di fissione di zirconi e titaniti, è stata attribuita a questi sedimenti vulcanogenici del Cretaceo inferiore la derivazione da vulcanismo contemporaneo alla sedimentazione. Quindi, le tracce osservabili sui cristalli di apatite si sono tutte formate in seguito a tale evento vulcanico. I dati stratigrafici dimostrerebbero che i sedimenti hanno raggiunto la massima profondità di seppellimento (3.5 km nella perforazione più profonda) nell'Oligocene inferiore e da allora non hanno registrato importanti eventi di sollevamento.

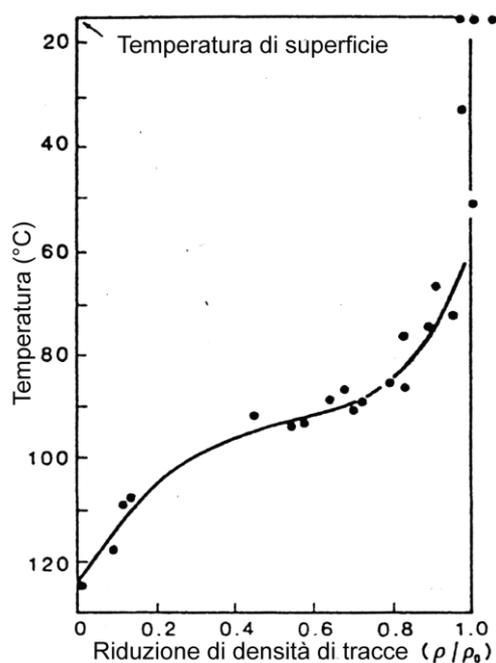


Figura 31. Rapporto tra riduzione della densità di tracce di fissione e l'aumento di temperatura. Dati raccolti su campioni da pozzo di sabbie dell'Otway Group (Gleadow & Duddy, 1981).

Il grafico in figura 31 mostra che il rapporto  $\rho/\rho_0$  è iniziato a diminuire a circa 60°C ed ha raggiunto valori di 0,5 a 95°C. Tutte le tracce risultano completamente obliterate oltre circa 125°C.

Anche la lunghezza delle tracce di fissione diminuisce sistematicamente con l'aumentare della temperatura. Questi dati sono perfettamente coerenti con i dati sull'*annealing* in laboratorio, anche se l'intervallo di temperature per il quale si ottiene l'*annealing* parziale risulta più ampio negli esperimenti di laboratorio. Ciò sta ad implicare che il fattore tempo è più importante negli esperimenti di laboratorio.

Alcuni studi sulle temperature di *annealing* si basano anche su datazioni di rocce affioranti, anche se essi hanno prodotto risultati meno precisi e in parte contrastanti.

#### **A1.1.3.3. Partial annealing zone (PAZ)**

Sia i dati sperimentali che le analisi in condizioni naturali dimostrano che l'*annealing* è un processo graduale. L'intervallo di temperature entro il quale avviene la riduzione delle lunghezze delle tracce è noto come *Partial Annealing Zone* (PAZ; Wagner & Van den Haute, 1992).

Pertanto le temperature di qualsiasi contesto geologico possono essere divise in tre zone rispetto all'*annealing* delle tracce di fissione:

- zona di *annealing* totale, in cui le tracce latenti vengono rimosse immediatamente dopo ciascun evento di fissione;
- zona di *annealing* parziale (PAZ), dove il rapporto  $\rho/\rho_0$  aumenta da 0 ad 1 con il diminuire della temperatura;
- zona di stabilità, dove le tracce sono in larga misura stabili.

Come si può osservare dal diagramma di Arrhenius (Fig. 30), le temperature alle quali può verificarsi l'*annealing* dipende dai tassi dei processi geologici, e quindi l'intervallo di temperature della PAZ non può essere definito univocamente. Per le apatiti, le temperature massime della PAZ variano tra i 140 e i 120°C mentre le minime variano tra 70 e 40°C. In particolare, Gleadow & Duddy (1981), basandosi sui dati ricavati da campioni provenienti da pozzi di perforazione nel bacino di Otway, delimitano la PAZ all'intervallo di temperature 145-80°C per eventi di riscaldamento aventi durata di circa 1 Ma e ad un intervallo compreso tra 110 e 45°C per eventi su scala temporale ampia circa 1 Ga.

#### **A1.1.3.4. La temperatura di chiusura**

La metodologia delle tracce di fissione è usata principalmente come metodo di datazione assoluta; l'intervallo di temperature nella PAZ deve essere quindi necessariamente "ridotto" ad un singolo valore di temperatura, alle quali saranno riferite le età calcolate, che prende il nome di temperatura di chiusura.

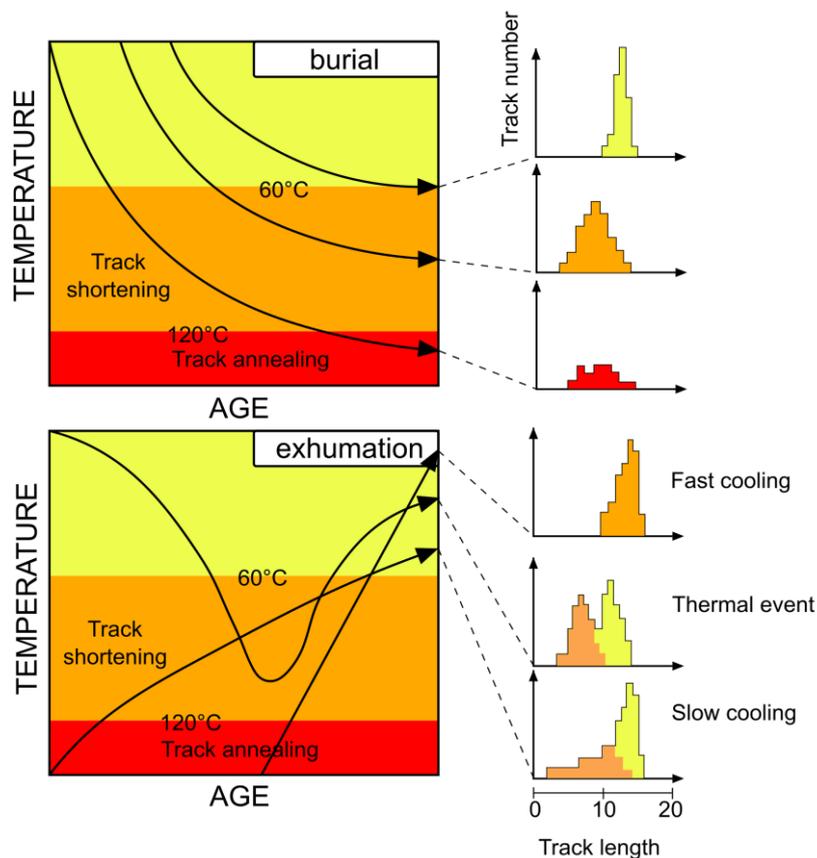
Wagner & Reimer (1972) propongono di definire come temperatura di chiusura la temperatura alla quale il 50% delle tracce vengono trattenute. Il valore di temperatura varia con il tasso di raffreddamento, i valori più appropriati di temperatura di chiusura sono:  $130 \pm 10^\circ\text{C}$ ,  $110 \pm 10^\circ\text{C}$  e  $85 \pm 15^\circ\text{C}$  per tassi di raffreddamento di  $100^\circ\text{C}/\text{Ma}$ ,  $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$  e  $0,01^\circ\text{C}/\text{Ma}$  rispettivamente (Wagner, 1969; Naeser & Faul, 1969; Watt & Durrani, 1985;

Zimmermann & Gaines, 1978). Per Ketcham et al., 1999 la temperatura di chiusura ad un tasso di raffreddamento di 10°C/My è di 116°C.

#### A1.1.3.5. *Annealing e lunghezza delle tracce di fissione.*

Gleadow *et al.* (1983), attraverso numerose misurazioni, hanno stimato che la lunghezza delle tracce indotte è  $16,3 \pm 0,9 \mu\text{m}$ . In realtà, la lunghezza delle tracce rivelate con attacco chimico è significativamente inferiore rispetto al percorso dei frammenti della fissione nei cristalli, che può essere calcolato teoricamente. La differenza tra queste due lunghezze è detta *range deficit* (Fleischer *et al.*, 1975) e dipende dalla fase mineralogica. Per le apatiti, la lunghezza teorica è di  $21,1 \mu\text{m}$  mentre nelle miche è più prossima alla lunghezza misurabile con un normale microscopio (Van den Haute *et al.*, 1998). In generale possiamo affermare che le tracce fossili sono più corte delle tracce latenti di circa il 15-20% (Gleadow & Duddy, 1981), anche in apatiti non sottoposte ad *annealing*.

Come già descritto in precedenza, appena si supera la temperatura di 60°C, le tracce iniziano a ridursi e la velocità di accorciamento procede in relazione alla durata e all'intensità del riscaldamento. Per tale motivo, le misure di lunghezza delle tracce sono usate come strumento diagnostico per l'analisi della storia termica (Fig. 32).



**Figura 32.** Relazione tra distribuzione di lunghezza delle tracce confinate e la storia termica modificato da Gleadow *et al.* (1983).

Gleadow *et al.* (1986) hanno dimostrato che le apatiti nelle rocce vulcaniche che sono state sottoposte ad un rapido raffreddamento e che sono rimaste a temperature inferiori a

45°C hanno una distribuzione statistica delle lunghezze molto concentrata e simmetrica, con lunghezza media di 14-15  $\mu\text{m}$  ed una deviazione standard di 1  $\mu\text{m}$ . Tale distribuzione è conosciuta come “distribuzione vulcanica indisturbata” ed è diventata un requisito fondamentale per gli standard di apatite usati per le procedure di calibrazione (Green, 1985). Quando si osserva tale distribuzione, l’età delle tracce di fissione dovrebbe essere la stessa dell’età di formazione della roccia, poiché le apatiti non hanno subito nessun fenomeno di *annealing*. Se la temperatura di riscaldamento supera i 125°C, tutte le tracce preesistenti vengono elise e pertanto solo la storia termica al di sotto di tale temperatura può essere documentata con analisi.

#### A1.1.4. Rappresentazione dei dati e calcolo dell’età

Poiché il decadimento per fissione nucleare dell’uranio è un processo statistico casuale, la distribuzione di frequenza statistica che meglio descrive questo fenomeno è la distribuzione di *Poisson*.

Tale distribuzione è applicabile a fenomeni che rispettino alcuni requisiti:

- la probabilità del verificarsi di ogni singolo evento all’interno di un certo intervallo di tempo è proporzionale alla durata dell’intervallo stesso;
- la probabilità del verificarsi di diversi eventi all’interno dello stesso intervallo è prossima a zero;
- la probabilità del verificarsi di un singolo evento in un intervallo scelto è indipendente da quella riferita ad un intervallo vicino.

La distribuzione statistica di *Poisson* dell’età calcolata per i singoli cristalli è influenzata da diversi fattori, quali la non perfetta aderenza tra *mount* e *detector*, un’imprecisa individuazione dell’area nella mica, un attacco chimico non ottimale, il diverso chimismo delle apatiti. Una distribuzione di frequenza non poissoniana può essere dovuta anche alla presenza di diverse popolazioni di cristalli, caratterizzati da diversa storia termica.

Per verificare la conformità dei dati a tale distribuzione viene utilizzato il test del  $\chi^2$  (Gailbraith, 1981): qualora vi sia una probabilità superiore al 5% di ottenere il valore  $\chi^2$  calcolato, il test si considera superato e, dunque, la distribuzione di frequenza dei dati è descritta bene dalla distribuzione di *Poisson*. In questo caso l’età del campione può essere calcolata semplicemente come media delle età dei singoli granuli.

L’algoritmo iterativo sviluppato da Gailbraith, (1988) capace di calcolare l’età modale pesata (la cosiddetta “età centrale”) e l’errore standard corrispondente risulta più adatto al calcolo dell’età, poiché è applicabile anche a campioni con elevata dispersione dei dati. In questo caso, la deviazione standard è nota come “dispersione di età” o “errore relativo” ed è espressa come percentuale. Un valore maggiore del 20% indica che i dati non seguono una distribuzione di *Poisson*.

Per visualizzare le età dei singoli granuli, particolarmente in campioni con elevata dispersione dei dati, sono utilizzate due diverse rappresentazioni grafiche ossia gli istogrammi di frequenza e i diagrammi radiali.

I diagrammi radiali (Figg. 18A, 19A, 20A; Gailbraith, 1988, 1990) mostrano la posizione di ogni singolo cristallo in un diagramma di coordinate:

$$x = \frac{1}{\sigma} \quad ; \quad y = \frac{(z - z_0)}{\sigma}$$

Con  $z$  e  $\sigma$  che rappresentano età ed errore sul singolo cristallo, e  $z_0$  l'età centrale. L'asse  $y$  indica dunque l'errore standard di ogni singola misura, mentre l'asse  $x$  ne indica la precisione, in aumento dall'origine verso la scala radiale.

Questi diagrammi permettono di visualizzare le età dei singoli cristalli, leggendola sulla scala radiale, in corrispondenza dell'intercetta con la retta passante per l'origine e per il punto riferito al cristallo.

## A1.2 METODO (U-Th)/He

Il decadimento- $\alpha$  di uranio (U) e torio (Th) ed il relativo accumulo di elio (He) è stato uno dei primi metodi usati in geocronologia per la datazione delle rocce (Rutherford, 1905; Strutt, 1905). Tuttavia, dopo i primi studi agli inizi del novecento, il metodo con (U-Th)/He perse d'interesse poiché le età ricavate risultavano essere troppo giovani. Ciò fu relazionata alla perdita di He per diffusione, probabilmente associata al danneggiamento del reticolo cristallino derivante dalla radiazione (Fanale & Kulp, 1962).

Il metodo fu, pertanto, abbandonato fino alla metà degli anni '80 quando fu proposto che le età (U-Th)/He in apatite (AHe), potessero essere interpretate come età di raffreddamento, attraverso temperature molto basse, restituendo nuovo valore a tale metodologia (Zeitler et al., 1987). Gli autori, infatti, affermavano che le età si riferivano ad una temperatura di chiusura di circa 100°C (ad un tasso di raffreddamento di 10°C/Km). Tuttavia, solo dopo altri 10 anni vennero pubblicati esperimenti più dettagliati sulla diffusione, i quali permisero di definire che l'intervallo di temperature a cui il metodo era sensibile si poteva delimitare tra ~80 e ~40°C (Wolf et al., 1996; Wolf et al., 1998). Questo intervallo di temperature, derivato da esperimenti di laboratorio, fu in seguito confermato da studi su campioni provenienti da pozzi e da aree con storia esumativa ben documentata (House et al., 1997; Wolf et al., 1997; House et al., 1999; Stockli et al., 2000). Tali studi hanno sottolineato la forza del metodo di datazione AHe come strumento per la termocronologia di bassa temperatura.

### A1.2.1. L'accumulo di He

La metodologia di datazione con (U-Th)/He si basa sull'accumulo di particelle  $\alpha$  prodotte per decadimento radioattivo dei radionuclidi appartenenti alla serie di decadimento di U e Th (la quantità di  $^4\text{He}$  prodotta per decadimento di  $^{147}\text{Sm}$  è solitamente trascurabile). L'accumulo di  $^4\text{He}$  si basa sulla seguente equazione:

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

Dove  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  e  $^{147}\text{Sm}$  sono le concentrazioni dei rispettivi elementi;  $\lambda_{238}$  ( $1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ),  $\lambda_{235}$  ( $9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ),  $\lambda_{232}$  ( $4.9475 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) e  $\lambda_{147}$  ( $6,524 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ) sono le costanti di decadimento di  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  rispettivamente e  $t$  è l'età del minerale.

Tale equazione, che può essere risolta ricorsivamente per le età mediante il metodo di Newton-Raphson, si basa sull'assunzione di equilibrio secolare tra le serie di decadimento di  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  e  $^{232}\text{Th}$  (Farley, 2002). Tali condizioni si verificano per minerali aventi età maggiore di circa 350.000 anni. Nel caso in cui i campioni siano petrologicamente vecchi, ma con età (U-Th)/He molto giovani, poiché esumati molto di recente, l'assunzione di equilibrio secolare resta valida. Infatti si ritiene che l'equilibrio sia stato raggiunto nel passato e che le giovani età siano riflesso della sola perdita per diffusione rapida di  $^4\text{He}$ . Le misurazioni delle concentrazioni degli isotopi padri e figli definiscono l'età alla quale è avvenuta la chiusura del sistema, assumendo che non ci siano stati apporti di He da sorgenti estranee.

### **A1.2.1.1. Attuabilità del metodo**

Le datazioni con (U-Th)/He si svolgono su minerali accessori in cui i radionuclidi di U e Th risultano concentrati ma, ciò nonostante, presenti solo in traccia.

Ci sono molti fattori che permettono di rendere attuabili le datazioni con He. Primo tra tutti, la scarsa abbondanza di U e Th è in una certa misura controbilanciata dalla velocità di produzione effettiva di He. Infatti per una data concentrazione di radionuclidi padri, si produce, dal decadimento di  $^{238}\text{U}$ , una quantità di He 20 volte superiore rispetto, ad esempio, alla quantità di  $^{40}\text{Ar}$  prodotta per decadimento di  $^{40}\text{K}$ . In secondo luogo, mentre i gas nobili hanno in generale un limite di rilevabilità molto basso, le misurazioni di quantità anche minime di  $^4\text{He}$  sono piuttosto semplici e non sono complicate da interferenze isobariche da idrocarburi come nel caso degli isotopi di Ar. Inoltre, la concentrazione di He nell'atmosfera è molto bassa, intorno a 1 ppm. Per tanto, le età dell'He non richiedono correzioni per la parte atmosferica.

Nei diversi studi condotti negli ultimi anni, ci sono scarsissime evidenze circa problemi derivanti da un eccesso di He catturato nei tempi geologici. Tuttavia, l' $^4\text{He}$  è una componente della crosta che può raggiungere localmente alte concentrazioni (per esempio nei *gas wells*) e potrebbero esserci alcuni ambienti in cui un eccesso di  $^4\text{He}$  può essere presente (ad esempio nelle *shear zone* attive o nelle rocce ricche di inclusioni fluide). In ogni caso, data la grande variabilità dei rapporti isotopici  $^4\text{He}/^3\text{He}$ , e la scarsa abbondanza di  $^3\text{He}$ , risulta impossibile procedere a correzioni per l' $^4\text{He}$  catturato nel modo in cui si procede con l'Ar per tenere conto dell'Ar atmosferico.

### **A1.2.1.2. Metodologie di misurazione delle concentrazioni**

Molti laboratori, attualmente, analizzano i contenuti di  $^4\text{He}$  nei minerali attraverso sistemi di estrazione sottovuoto. I campioni sono riscaldati sia in fornaci sia attraverso laser. I gas estratti vengono poi purificati e mescolati con una quantità definita di  $^3\text{He}$ . La miscela risultante viene analizzata, nella maggior parte dei casi, attraverso spettrometri di massa quadri-polari.

Si può procedere all'analisi anche attraverso gradi di riscaldamento successivi (*step heating*). Tale tecnica è utilizzata soprattutto per ottenere, dal rilascio dell' $^4\text{He}$ , informazioni sulla sua diffusione. È comunque impossibile ottenere dall'U e dal Th un isotopo che sia di riferimento per l'He, diversamente da quanto accade con l' $^{39}\text{Ar}$  per le datazioni  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Per tale motivo è impossibile misurare spettri di età. Un problema pratico, caratteristico dell'analisi dell'He con *step heating*, deriva dal fatto che le tradizionali fornaci double-vacuum, usate nei laboratori di analisi dei gas nobili, sono spesso inappropriate a causa della bassa temperatura alla quale è rilasciato l'He. Infatti, queste fornaci impiegano troppo tempo per riequilibrarsi alle basse temperature. Per tanto è necessario costruire fornaci speciali che siano più reattive alle basse temperature. Una soluzione potrebbe derivare dai *projector-bulb* (Farley et al., 1999).

### **A1.2.2. (U-Th)/He su apatite**

L'apatite è il principale minerale contenente fosforo nelle rocce cristalline ed è molto diffuso in qualsiasi ambiente geologico. Le apatiti contengono generalmente da 2 a 20 ppm di U e, come gli altri fosfati, tendono a ridurre i danni per radiazioni, alle basse temperature, favorendo in tal modo le datazioni con (U-Th)/He. Paradossalmente, ciò che rende le apatiti

particolarmente interessanti è proprio la caratteristica del minerale di bassa ritenività dell'He che ha provocato l'abbandono di tale metodo a metà del ventesimo secolo. Nel rivisitare le applicazioni, focalizzandosi sulle apatiti come fasi minerali ritenute non ritenive per l'He, è stata proposta una temperatura di chiusura di 100°C (Zeitler et al., 1987) poi meglio definita intorno ai 70°C (Farley et al., 1996, 2002; Wolf et al., 1996). Tale temperatura è sensibilmente più bassa delle temperature di chiusura di qualsiasi altro sistema termocronometrico, ed è quindi è la più sensibile al monitoraggio dei sollevamenti che avvengono sulla superficie terrestre.

### **A1.2.3. Metodi interpretativi e problemi analitici**

Tutte le età ottenute con il metodo AHe sono età totali (bulk ages) che riflettono il contenuto totale di  $^4\text{He}$  nel campione. Numerosi studi sono volti a sviluppare metodi di campionamento di gradienti di concentrazione dell'He, tuttavia, in questo momento e per l'immediato futuro, le età dell'He devono essere considerate come equivalenti di K-Ar o di età di fusione totale per il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .

#### **A1.2.3.1. Spettri $^4\text{He}/^3\text{He}$**

È stato descritto un metodo per definire la cinetica della diffusione di  $^4\text{He}$  nei casi in cui ci sia una distribuzione uniforme di  $^3\text{He}$ , che viene prodotto mediante spallazione per bombardamento con protoni (Shuster et al., 2003, Shuster & Farley, 2003). Poiché la maggior parte degli elementi maggiori nel campione funge da target, il  $^3\text{He}$  prodotto tenderà a essere distribuito uniformemente.

Ciò nonostante, non ci sono possibilità di ricavare informazioni sull'età in quanto l'elio di spallazione non viene prodotto dall'U e dal Th che sono i radionuclidi che producono  $^4\text{He}$  nel campione. Benché tecnicamente più impegnativo, tale approccio risulta promettente per ricavare informazioni circa i gradienti di concentrazione di  $^4\text{He}$  che sono difficili, se non impossibili, da campionare direttamente con le tecniche laser, a causa delle dimensioni ridottissime delle porzioni di cristallo entro cui essi verosimilmente si presentano.

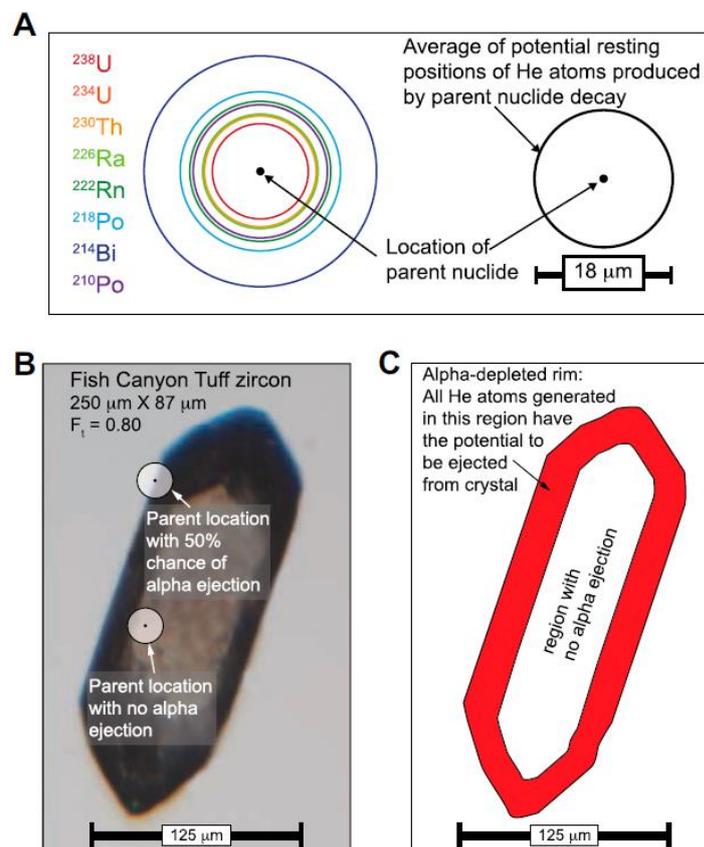
#### **A1.2.3.2. ALFA ( $\alpha$ )-RECOIL**

Una complicazione potenzialmente importante, inerente alle datazioni AHe, deriva dall'alta energia cinetica impartita alle particelle  $\alpha$  durante il decadimento. Esse, infatti, vengono dislocate di diversi micron attraverso il minerale ospitante. In tal modo si genera una separazione spaziale tra gli isotopi padri e figli. Nel caso in cui i minerali abbiano dimensioni simili alla lunghezza dell'eiezione delle He, una cospicua frazione di He può perdersi all'esterno del minerale (Fig. 33). Di solito è la parte più esterna, per uno spessore di circa 20  $\mu\text{m}$ , ad essere interessata da tale fenomeno. Tuttavia, lo spessore medio soggetto a eiezione di particelle  $\alpha$  varia debolmente secondo il radionuclide padre (Farley et al. 1996).

Una soluzione a tale problema è produrre una stima della frazione di He eiettata e procedere ad una correzione sull'età osservata (assumendo che l'apporto di He da granuli circostanti sia trascurabile e che U e Th siano distribuiti uniformemente). L'approccio più utilizzato è quello proposto da Farley et al. (1996) che fornisce le espressioni per calcolare la frazione di particelle  $\alpha$  trattenute in cristalli con diverse geometrie (il parametro "FT"). In particolare, Farley et al. (1996) hanno scoperto che il rapporto superficie-volume di un

crystallo è il fattore determinante per l'eiezione di particelle  $\alpha$ . Inoltre essi forniscono un'equazione di natura empirica che mette in relazione tale rapporto al parametro FT, permettendo in tal modo di apportare rapidamente correzioni a geometrie di granuli più complesse per le quali non sono disponibili semplici soluzioni analitiche.

La necessità di correggere le età dell'He per l'emissione solleva nuovi problemi analitici. Innanzitutto, è importante analizzare cristalli intatti; tuttavia possono essere usate anche coppie di cristalli rotti, perché la procedura di correzione assume che i cristalli intatti abbiano subito perdite per eiezione su tutte le superfici. In secondo luogo, la correzione per eiezione  $\alpha$  è applicabile solo a campioni che si siano raffreddati rapidamente e non abbiano subito perdite eccessive di He. Per campioni sottoposti a storie di raffreddamento complesse, i gradienti di concentrazione, indotti in prossimità delle facce dei cristalli per l'eiezione, modificano i profili di concentrazione prodotti dalla diffusione e di conseguenza modificano gli stessi tassi di diffusione (Meesters & Dunai, 2002). Tuttavia, tale effetto è di minore importanza e per la maggior parte dei campioni che hanno accumulato una quantità completa di He durante la loro storia di raffreddamento, la correzione per eiezione  $\alpha$  produce risultati notevolmente più indicativi rispetto alle età non corrette.



**Figura 33.** Immagini che rappresentano il processo di  $\alpha$ -ejection da un cristallo di zirzone (Farley et al., 2022). **A)** Distanza raggiunta dagli atomi di He prodotti dai diversi isotopi radioattivi della catena di decadimento. **B)** Il cerchio che rappresenta la distanza media che può essere raggiunta dagli atomi di He è rappresentato sulla foto di un cristallo di zircone. Quando parte del cerchio cade fuori dal cristallo si può avere l'emissione degli atomi di He al di fuori del cristallo. **C)** Sezione schematica del cristallo con evidenza l'area perimetrale del cristallo che risulterà impoverita in He.

### A1.2.3.3. Eterogeneità di U e Th

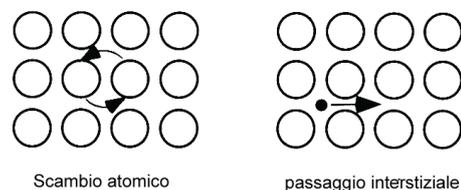
La distribuzione di U e Th nei minerali accessori tende a essere complessa. Tuttavia le zonazioni nelle apatiti di solito sono meno importanti rispetto agli zirconi. Infatti, l'esperienza pluriennale con datazioni U-Pb e tracce di fissione ha mostrato che gli zirconi possono mostrare zonazioni estremamente complicate e di grande ampiezza che non sempre mostrano morfologie e schemi regolari (Meesters & Dunai, 2002b). Ciò può complicare fortemente le modalità di perdita per eiezione  $\alpha$  nei campioni e può rendere i tentativi di correzione quasi controproducenti. Nella pratica tale problema può essere superato utilizzando l'analisi di replicati; tuttavia se in un campione tutti i cristalli hanno strutture di zonazione simili, anche la replicazione potrebbe essere fuorviante.

### A1.2.4. Perdita di He per diffusione

Nella geo-cronologia dei gas nobili, vale l'assunzione generale che la fase d'interesse sia immersa in un "serbatoio infinito" con una concentrazione nulla di prodotto figlio del decadimento. Inoltre si assume che il processo di diffusione che ne determina i tassi sia la diffusione volumetrica attraverso il reticolo cristallino, al contrario di quanto avviene per la diffusione attraverso i bordi dei granuli lungo strutture cristallografiche. In tal modo si superano i problemi concernenti il potenziale chimico e il parametro di interesse risulta essere la semplice concentrazione.

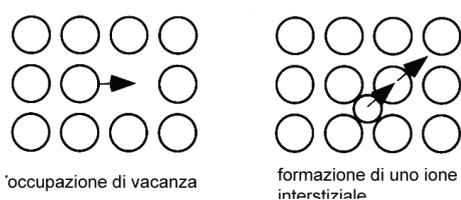
La diffusione dei gas nobili segue la prima legge di Fick: il tasso di trasferimento di massa per un'area unitaria è proporzionale al gradiente di concentrazione. È importante notare che la prima legge di Fick si applica al comportamento di aggregati di diverse particelle che si diffondono.

In particolare, ciascuna particella potrebbe muoversi casualmente in qualsiasi direzione ma, in presenza di un gradiente di concentrazione, tale movimento casuale risulterebbe in un movimento di particelle attraverso il gradiente di diffusione. Gli atomi migrano all'interno di un solido attraverso una serie di salti casuali tra posizioni di equilibrio nel reticolo cristallino. La distorsione del reticolo cristallino che favorisce i salti e quindi la diffusione è generata dall'energia termica locale e, pertanto, i tassi di diffusione aumentano con l'aumento di temperatura. Nonostante il tasso di tale migrazione casuale sia indipendente dal potenziale chimico nelle soluzioni diluite, la presenza di differenze di concentrazione risulta in un netto flusso secondo il gradiente. Quando viene incontrato un limite oltre il quale non è possibile alcun ritorno delle specie in diffusione (per esempio un bordo di un cristallo, o un difetto planare sub-granulare), il processo di diffusione seppur casuale risulta in un movimento di massa dalla regione ad alta concentrazione verso quella a minore concentrazione.



Sono possibili quattro meccanismi di trasferimento per la diffusione atomica (Fig. 34):

- lo scambio di atomi adiacenti;
- il movimento di un atomo in una posizione vacante vicina, nel reticolo cristallino;



**Figura 34.** Illustrazione schematica dei quattro possibili meccanismi di diffusione (Pignalosa, 2008).

- il movimento di un atomo interstiziale, localizzato tra posizioni reticolari normali, verso una nuova posizione interstiziale attraverso pressione su altri atomi in posizioni regolari;
- la dislocazione di un atomo in posizione reticolare normale in un'altra posizione interstiziale.

La diffusione dell'He può essere descritta dalla relazione di Arrhenius per cui la diffusione ha una dipendenza esponenziale dalla temperatura. Una delle possibili formulazioni di tale legge è quella proposta nell'equazione A20 (Fetching & Kalbitzer, 1966).

$$\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{\frac{-E_a}{RT}} \quad \text{eq. A20}$$

Dove  $D_0$  è il coefficiente di diffusione a temperatura infinita ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ),  $E_a$  è l'energia di attivazione ( $\text{J mol}^{-1}$ ),  $T$  è la temperatura (K),  $R$  è la costante universale dei gas ( $R=8,3145 \text{ J mol}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ) ed  $a$  è il raggio del dominio di diffusione sferico.

Oltre alla temperatura da cui la diffusività dell'He è strettamente dipendente ci sono altri fattori che influenzano la diffusione dell'He. Un aspetto interessante è la dimensione del dominio di diffusione, poiché in domini più grandi gli atomi di He percorreranno percorsi più lunghi e il dominio di diffusione corrisponde alle dimensioni dei cristalli (Farley, 2000), la diffusività è funzione della dimensione dei cristalli.

Inoltre la diffusività è influenzata dai danni che la radiazione autoindotta dal decadimento degli isotopi padri del cristallo determina nel reticolo cristallino. Il reticolo può però essere riparato come si è visto a proposito dell'*annealing* delle tracce di fissione nei paragrafi precedenti e pertanto potrà cambiare nel tempo la diffusività dell'He nel medesimo cristallo. Sono stati proposti pertanto svariati modelli che descrivono la diffusività dell'He considerando i cosiddetti *radiation damages* (Shuster et al., 2006; Flowers et al., 2009).

Anche la composizione chimica del cristallo, in termini di sostituzioni di atomi nel reticolo cristallino può influenzare la diffusività modificando l'energia necessaria per lo spostamento degli atomi di He da un sito all'altro (e.g. Mbongo Djimbi et al., 2015; Gautheron et al., 2020) e per alcuni minerali come le apatiti modificando la cinetica di *annealing* (e.g. Carlson et al., 1999; Flowers et al., 2009). Infine ulteriori effetti possono essere causati da difetti del cristallo quali ad esempio inclusioni o microvuoti (e.g. Flowers et al., 2022).

### **A1.2.5. Zona di ritenzione parziale (PRZ)**

L'aspetto transizionale dell'intervallo di temperature, nel quale avviene il cambiamento di comportamento di un sistema termocronologico da aperto a chiuso, è implicito nella teoria della chiusura e trova una reale espressione nelle rocce cristalline.

Alla temperatura di superficie della Terra, tutti i sistemi termocronologici si possono considerare chiusi, mentre a livelli cristallini più profondi e a temperature elevate, tutti i sistemi minerali usati in termocronologia possono considerarsi aperti. Ne deriva che con l'aumentare della profondità e quindi della temperatura avverrà una graduale transizione per ciascun sistema dal comportamento chiuso ad aperto. Tale transizione è stata osservata, in pozzi profondi, di frequente per i termocronometri di bassa temperatura a bassa ritenzione, come

ad esempio le tracce di fissione e l'(U-Th)/He in apatiti e zirconi (e.g. Naeser and Forbes 1976), ma anche in altri minerali in pozzi molto profondi o in blocchi cristallini esumati (e.g. Stockly and Farley, 2004). Tale intervallo transizionale, per i sistemi di datazione con gas nobili, è denominato “zona di ritenzione parziale” o Partial Retention Zone (PRZ) (Wolf et al., 1998).

L'esatta natura della PRZ dipende dalle condizioni geologiche e dalla storia tettonica locale. Per esempio, in un orogene attivo in stato stazionario, dove l'esumazione per erosione provoca il raffreddamento della crosta, il profilo crostale dell'età dei minerali sarà controllato dal sollevamento delle rocce che permette il movimento dei campioni attraverso la PRZ. Diversamente, in una colonna crostale stabile, in un cratone, i campioni alle varie profondità sono sottoposti ad un prolungato riscaldamento isotermico in cui la produzione di isotopi figli e la perdita per diffusione interagiscono in vari gradi, generando gradienti di età con la profondità potenzialmente ampi.

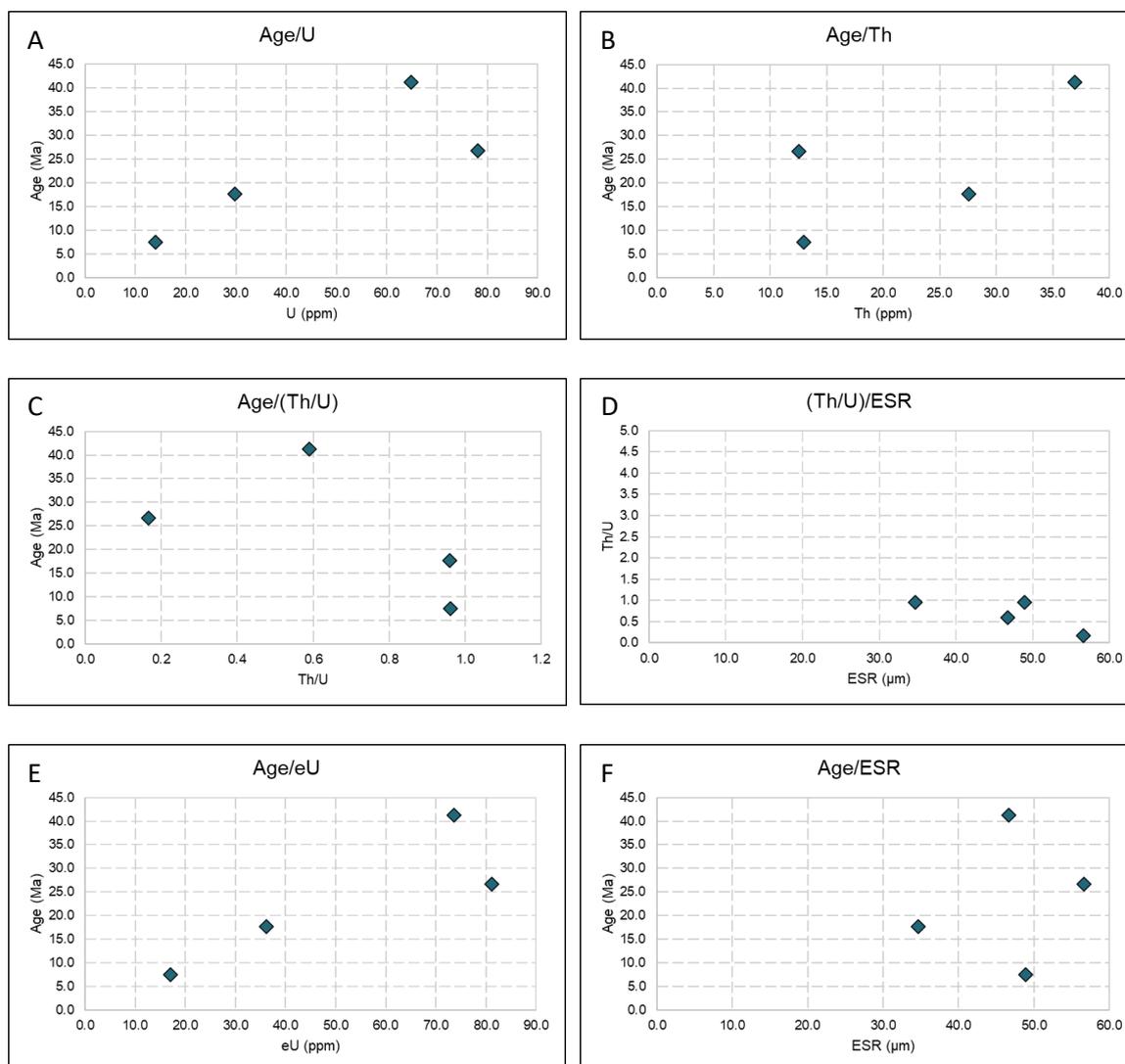
L'accumulo di He in campioni che ristagnano nella PRZ assume un andamento complesso che è stato studiato con esperimenti di laboratorio e modellizzato con metodi matematici (Wolf et al., 1998; Dunai, 2005; Harrison et al., 2005; Ketcham, 2005). È anche importante ricordare che i termocronometri conservano, nei loro profili di concentrazione del prodotto figlio, le evidenze del passaggio attraverso la PRZ. Tali “profili di chiusura” (Dodson, 1986) possono essere invertiti per fornire vincoli per una porzione significativa della storia termica del campione. Per ottenere tali risultati essi devono essere campionati sia con mezzi indiretti come il riscaldamento per passi successivi per  $^4\text{He}/^3\text{He}$  (Harrison et al., 2005; Shuster & Farley, 2005) sia attraverso il campionamento diretto attraverso il profilo delle profondità attraverso sonda ionica (Harrison et al., 2005).

Il passaggio da *retention* a diffusione dell'He radiogenico può essere lento o incompleto. Ciò è particolarmente vero per quei campioni che hanno subito un lento raffreddamento o sono stati entro la PRZ per lungo tempo. Per questi campioni l'età termocronometrica non assume nessun significato in termini di temperatura e rappresenta invece una storia termica ben più complessa. Infatti l'entità degli effetti che agiscono sulla diffusività dell'He, descritti precedentemente cresce al diminuire del tasso di raffreddamento (Ehlers & Farley, 2003)

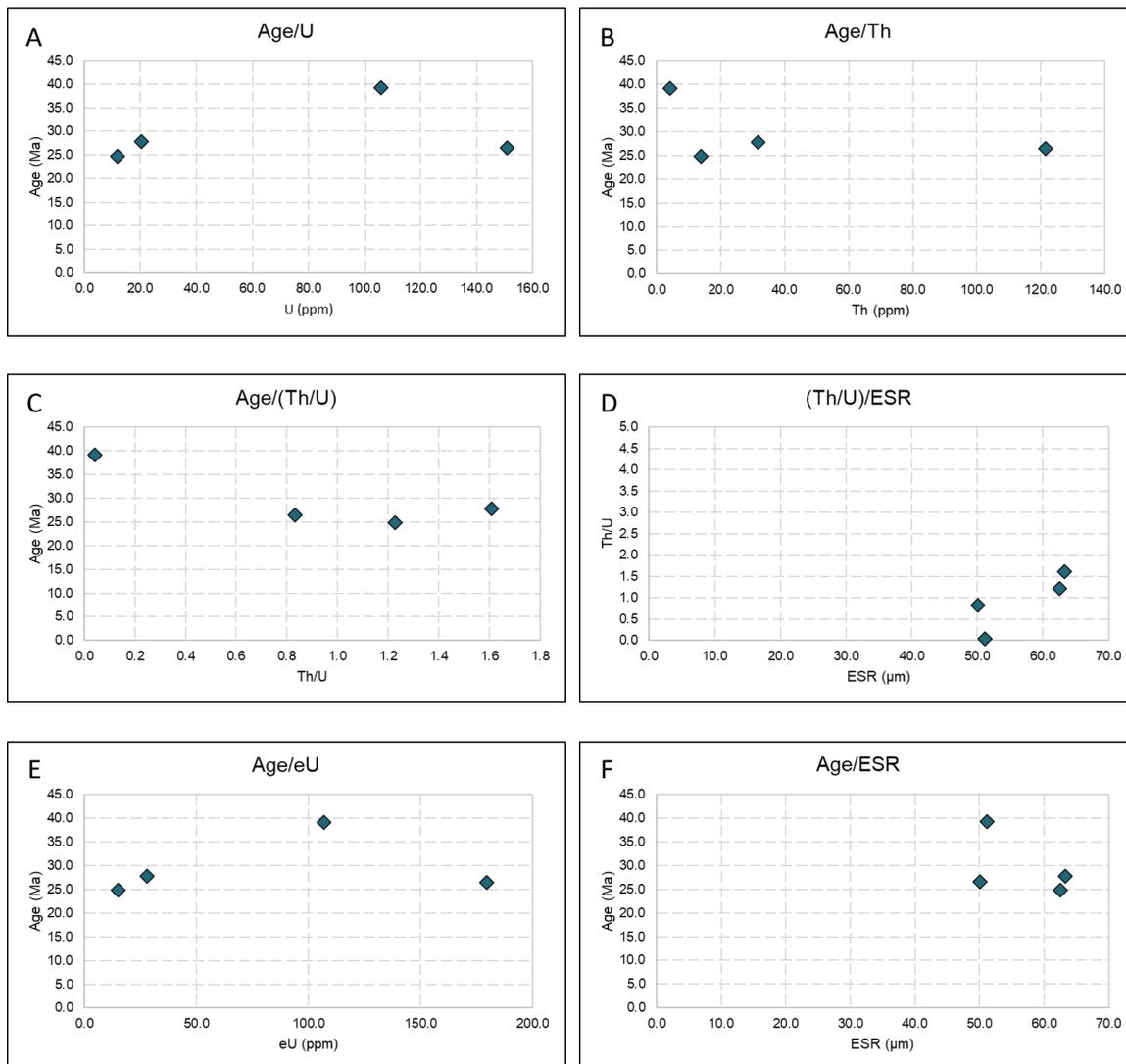
I parametri di diffusione ottenuti tramite la calibrazione sperimentale dell'equazione di diffusione sono utilizzati per stimare l'intervallo di temperatura della PRZ e la temperatura di chiusura ( $T_c$ ) per una data dimensione dei cristalli e per un determinato tasso di raffreddamento. La PRZ per il metodo AHe varia tra 20°C e 60°C (Reiners & Brandon, 2006) e la  $T_c$  risulta essere di 67° per un tasso di raffreddamento di 10°C/My e un diametro del dominio sferico di 60  $\mu\text{m}$  (Reiners & Brandon, 2006), o comunque compresa in nell'intervallo di temperatura 40°C – 80°C.

## **APPENDICE 2: ULTERIORI DATI SULLE ANALISI**

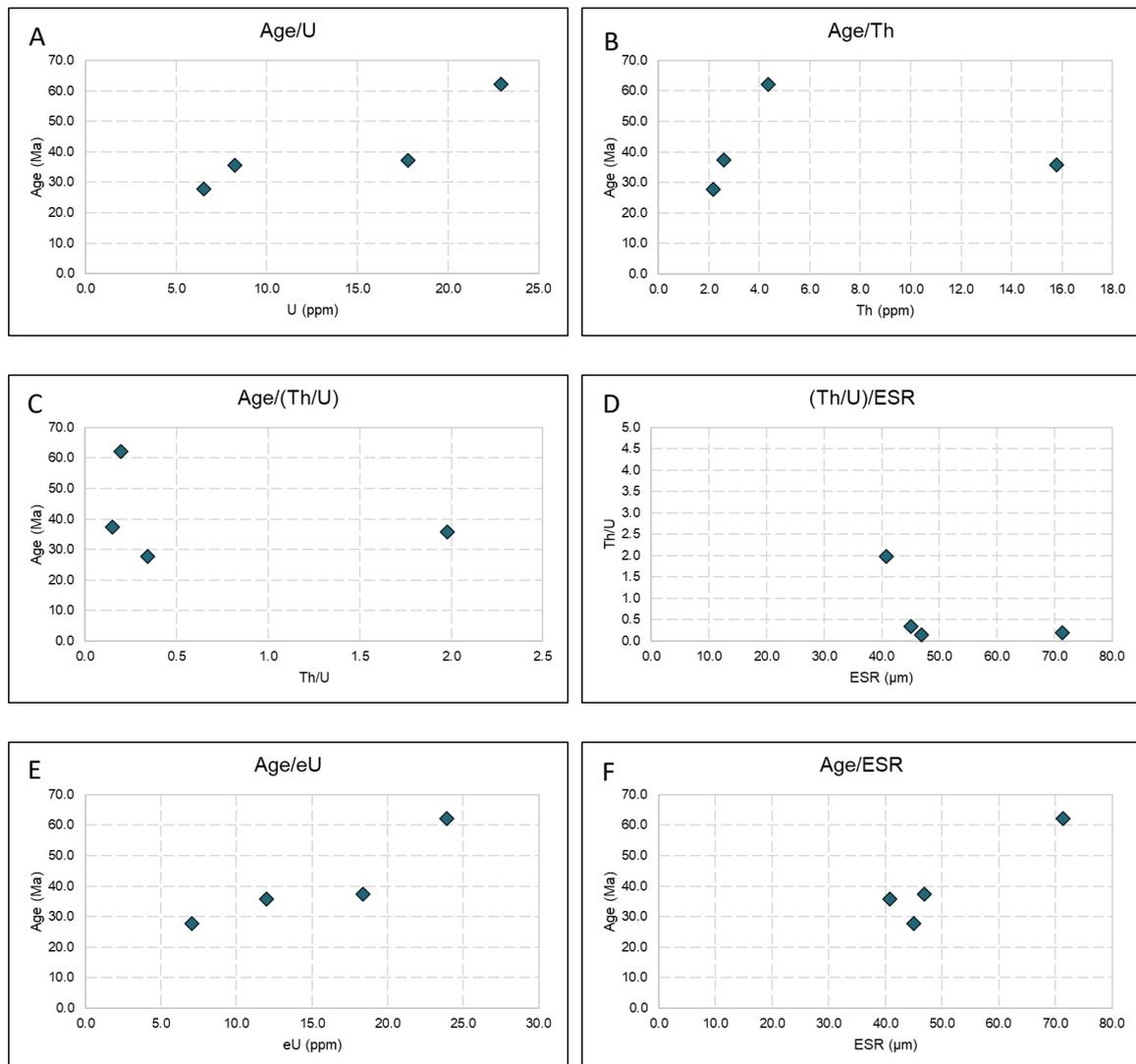
## A2.1. GRAFICI AGGIUNTIVI ANALISI (U-TH)/He



**Figura 35.** Grafici che mettono in relazione i dati per i singoli cristalli del campione TU330 ottenuti dalle analisi (U-Th)/He su apatiti. **A)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di U. **B)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di Th. **C)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro rapporto Th/U. **D)** Relazione il rapporto Th/U dei singoli grani e il loro raggio della sfera equivalente (ESR). **E)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di Uranio effettivo. **F)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro raggio della sfera equivalente (ESR).



**Figura 36.** Grafici che mettono in relazione i dati per i singoli cristalli del campione TU335 ottenuti dalle analisi (U-Th)/He su apatiti. **A)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di U. **B)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di Th. **C)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro rapporto Th/U. **D)** Relazione il rapporto Th/U dei singoli grani e il loro raggio della sfera equivalente (ESR). **E)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di Uranio effettivo. **F)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro raggio della sfera equivalente (ESR).



**Figura 37.** Grafici che mettono in relazione i dati per i singoli cristalli del campione TU406 ottenuti dalle analisi (U-Th)/He su apatiti. **A)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di U. **B)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di Th. **C)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro rapporto Th/U. **D)** Relazione il rapporto Th/U dei singoli grani e il loro raggio della sfera equivalente (ESR). **E)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro contenuto di Uranio effettivo. **F)** Relazione tra l'età dei singoli grani e il loro raggio della sfera equivalente (ESR).

## A2.2. OSSERVAZIONI SUI CRISTALLI DI APATITE

*Tabella 10. Osservazioni e misure sui cristalli selezionati per le analisi (U-Th)/He*

| Sample       | Comments                                       | L1 (um) | L2 (um) | W1 (um) | W2 (um) | b?  | R? |
|--------------|--|---------|---------|---------|---------|-----|----|
| <b>TU328</b> |  |         |         |         |         |     |    |
| a1           | not abraded, not coated,<br>no inclusions      | 177.46  | 193.79  | 87.79   | 89.73   | 1   | 2  |
| a2           | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions   | 217.67  | 204.97  | 106.66  | 96.82   | 1   | 2  |
| a3           | partial abraded, not coated,<br>no inclusions  | 137.38  | 137.97  | 72.88   | 68.96   | 1   | 2  |
| a4           | partial abraded, not coated,<br>no inclusions  | 152.50  | 145.77  | 98.61   | 93.38   | 1.5 | 2  |
| a5           | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions   | 131.27  | 128.85  | 60.51   | 67.67   | 1   | 2  |
| <b>TU330</b> |  |         |         |         |         |     |    |
| a1           | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions   | 96.75   | 97.81   | 68.96   | 63.93   | 1.5 | 2  |
| a2           | partial abraded, not coated,<br>no inclusions  | 104.57  | 140.49  | 78.19   | 99.58   | 2   | 0  |
| a3           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 140.49  | 147.70  | 99.58   | 104.91  | 2   | 0  |
| a4           | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions   | 84.85   | 79.10   | 65.22   | 63.51   | 2   | 0  |
| a5           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 130.45  | 116.69  | 83.84   | 82.70   | 1.5 | 2  |
| <b>TU333</b> |  |         |         |         |         |     |    |
| a1           | not abraded, not coated,<br>2 inclusions       | 138.70  | 113.17  | 82.69   | 67.78   | 1.5 | 1  |
| a2           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 175.47  | 177.43  | 96.20   | 88.72   | 1.5 | 2  |
| a3           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 155.12  | 154.21  | 95.64   | 110.23  | 1   | 2  |
| a4           | partial abraded, not coated,<br>no inclusions  | 109.79  | 110.79  | 88.84   | 76.34   | 1   | 2  |
| a5           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 127.54  | 134.15  | 89.02   | 75.73   | 1   | 2  |
| <b>TU335</b> |  |         |         |         |         |     |    |
| a1           | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions   | 118.01  | 114.47  | 71.53   | 69.69   | 1   | 2  |
| a2           | partial abraded, not coated,<br>no inclusions  | 160.98  | 158.75  | 96.68   | 88.97   | 1.5 | 2  |
| a3           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 126.26  | 129.93  | 86.10   | 94.80   | 1.5 | 2  |
| a4           | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions | 151.97  | 158.45  | 117.59  | 114.01  | 2   | 0  |
| a5           | partial abraded, not coated,<br>no inclusions  | 153.49  | 150.38  | 85.46   | 90.54   | 2   | 0  |

La tabella prosegue nella pagina successiva

|              |   |        |        |       |        |     |   |
|--------------|---|--------|--------|-------|--------|-----|---|
| <b>TU337</b> | partial abraded, not coated,<br>no inclusions         | 130.96 | 124.81 | 92.95 | 90.35  | 1.5 | 2 |
| <b>a1</b>    |   |        |        |       |        |     |   |
| <b>a2</b>    | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions          | 111.32 | 111.40 | 76.83 | 82.01  | 2   | 0 |
| <b>a3</b>    | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions        | 132.48 | 135.75 | 80.12 | 99.65  | 2   | 0 |
| <b>a4</b>    | partial abraded, not coated,<br>no inclusions         | 128.72 | 136.18 | 66.64 | 136.11 | 1.5 | 2 |
| <b>a5</b>    | partial abraded, not coated,<br>1 inclusion           | 113.15 | 110.23 | 69.48 | 73.81  | 2   | 0 |
| <b>TU402</b> | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions        | 104.23 | 108.77 | 77.01 | 64.39  | 2   | 0 |
| <b>a1</b>    |   |        |        |       |        |     |   |
| <b>a2</b>    | partial abraded, not coated,<br>no inclusions         | 109.81 | 99.70  | 68.41 | 67.87  | 2   | 0 |
| <b>a3</b>    | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions        | 131.18 | 127.37 | 68.98 | 76.87  | 2   | 0 |
| <b>a4</b>    | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions          | 105.67 | 108.54 | 60.89 | 65.16  | 2   | 0 |
| <b>a5</b>    | strongly abraded, not coated,<br>no inclusions        | 89.61  | 92.04  | 61.84 | 60.62  | 1.5 | 2 |
| <b>TU406</b> | partial abraded, not coated,<br>no inclusions         | 121.15 | 116.47 | 68.29 | 72.51  | 2   | 0 |
| <b>a1</b>    |   |        |        |       |        |     |   |
| <b>a2</b>    | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions          | 111.26 | 127.19 | 90.64 | 78.67  | 2   | 0 |
| <b>a3</b>    | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions          | 104.89 | 111.81 | 77.98 | 65.52  | 2   | 0 |
| <b>a4</b>    | slowly abraded, not coated,<br>no inclusions          | 113.82 | 109.47 | 79.21 | 85.15  | 2   | 0 |
| <b>a5</b>    | partial abraded, not coated,<br>no inclusions         | 191.33 | 102.60 | 90.92 | 190.44 | 1.5 | 2 |
| <b>TU408</b> | not abraded, not coated,<br>no inclusions             | 213.54 | 214.24 | 94.47 | 94.91  | 1.5 | 1 |
| <b>a1</b>    |   |        |        |       |        |     |   |
| <b>a2</b>    | not abraded, not coated,<br>1 black inclusion         | 116.97 | 120.39 | 75.45 | 74.22  | 1.5 | 1 |
| <b>a3</b>    | slowly abraded, not coated,<br>1 colourless inclusion | 131.76 | 129.28 | 96.15 | 95.88  | 1.5 | 2 |
| <b>a4</b>    | slowly abraded, not coated,<br>1 inclusion            | 129.34 | 127.58 | 85.12 | 85.31  | 1.5 | 1 |
| <b>a5</b>    | not abraded, not coated,<br>1 small inclusion         | 196.76 | 200.67 | 75.07 | 76.26  | 1   | 2 |

Note: B? – Broken?, coefficiente numerico che descrive il numero di terminazioni del cristallo che si sono preservate; R? – Rounded?, indice numerico che descrive il grado di arrotondamento del cristallo. La definizione di entrambi i valori per ogni cristallo si basa su quanto mostrato in Figura 12.

## BIBLIOGRAFIA

- Aksu A. E., Calon T. J., Hall J., Mansfield S., Yaşar, 2005. *The Cilicia–Adana basin complex, Eastern Mediterranean: Neogene evolution of an active fore-arc basin in an obliquely convergent margin*. Marine Geology, 221(1-4), pp. 121-159.
- Aksu A. E., Yaltrak C., Hall J., 2021. *Outer Cilicia Basin—A piggy back basin developed in an intramontane setting following the partitioning of a large ancestral Miocene basin across the northeastern Mediterranean*. Tectonophysics, 814, 228952.
- Andrew T., Robertson A. H. F., 2002. *The Beyşehir–Hoyran–Hadım Nappes: genesis and emplacement of Mesozoic marginal and oceanic units of the northern Neotethys in southern Turkey*. Journal of the Geological Society, 159(5), pp. 529-543.
- Bhandari N., Bhat S.G., Lal D., Rajagopalan G., Tamhane A.S.J., Venkatavaradan V., 1971. *Fission fragment tracks in apatite: recordable track lengths*. Earth and Planetary Science Letters, 13, pp. 191-199.
- Bigazzi G., 1981. *The problem of the decay constant  $\lambda_f$  of  $^{238}\text{U}$* . Nuclear Tracks, 5, pp. 35-44.
- Bigazzi G., Hadler Neto J.C., 1989. *Errori di conteggio ed errori sistematici nella datazione con il metodo delle tracce di fissione*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 108, pp. 325-350.
- Biryol B. C., Beck S. L., Zandt G., Özacar A. A., 2011. *Segmented African lithosphere beneath the Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography*. Geophysical Journal International, 184(3), pp. 1037-1057.
- Barrier E., Vrielynck B., 2008. *Palaeotectonic maps of the Middle East*. Middle East Basins Evolution Programme, Paris.
- Blumenthal M., 1944. *Bozkır guneyinde Toros siradaglarinin serisi ve yapisi*. Istanbul Universitesi Fen Fakültesi Mecmuasi, Seri B, 9(2), pp. 95-125.
- Blumenthal M. M., 1951: *Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya*. Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA) 5, pp. 1—134.
- Blumenthal M. M., 1963. *Le Systeme structural de Taurus sud Anatolien: Livre a la mem. Prof. P. Fallot: Memihsser*. Buletin de la Société Géologique de France, 11, pp. 611–662.
- Bozkaya Ö., Yalçın H., 2004. *New mineralogic data and implications for the tectonometamorphic evolution of the Alanya Nappes, Central Tauride Belt, Turkey*. International Geology Review, 46(4), pp. 347-365.
- Brun J. P., Sokoutis D., 2010. *45 My of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat*. Geology, 38(9), pp. 815-818.

- Candan O., Çetinkaplan M., Oberhänsli R., Rimmelé G., Akal C., 2005. *Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey*. Lithos, 84(1-2), pp. 102-124.
- Carlson W.D., Donelick R.A., and Ketcham R.A., 1999. *Variability of apatite fission-track annealing kinetics I: Experimental results*. The American Mineralogist, 84, pp. 1213–1223.
- Cavazza W., Okay A. I., Zattin M., 2009. *Rapid early-middle Miocene exhumation of the Kazdağ Massif (western Anatolia)*. International Journal of Earth Sciences, 98(8), 1935-1947.
- Cavazza W., Cattò S., Zattin M., Okay A.I., Reiners P., 2018. *The Miocene Arabia-Eurasia collision zone of southeastern Turkey*. Geosphere, 14 (5).
- Çetinkaplan M., 2018. *Anamur (Alanya Masifi, Mersin) Bölgesinde Yer Alan Prekambriyen Yaşlı Kayaçların Çok Evreli PTt Evrimi*. Türkiye Jeoloji Bülteni 61(1), pp. 90-130.
- Çetinkaplan M., Pourteau A., Candan O., Koralay O. E., Oberhänsli R., Oka, A. I., Chen F., Kozlu H., Şengün, F. (2016). *P–T–t evolution of eclogite/blueschist facies metamorphism in alanya massif: Time and space relations with HP event in bitlis massif, turkey*. International Journal of Earth Sciences 105(1), pp. 247-281.
- Chen G., Robertson A. H., Wu F. Y., 2022. *Detrital zircon geochronology and related evidence from clastic sediments in the Kyrenia Range, N Cyprus: Implications for the Mesozoic-Cenozoic erosional history and tectonics of southern Anatolia*. Earth-Science Reviews, 104167.
- Çiner A., Karabiyikoğlu M., Monod O., Deynoux M., Tuzcu, S., 2008. *Late Cenozoic sedimentary evolution of the Antalya Basin, southern Turkey*. Turkish Journal of Earth Sciences, 17(1), pp. 1-41.
- Cosentino D., Schildgen T. F., Cipollari P., Faranda C., Gliozzi E., Hudáčková N., Lucifora S., Strecker M. R., 2012. *Late Miocene surface uplift of the southern margin of the Central Anatolian Plateau, Central Taurides, Turkey*. GSA Bulletin, 124(1-2), pp. 133-145.
- Dilek Y., Rowland J. C., 1993. *Evolution of a conjugate passive margin pair in Mesozoic southern Turkey*. Tectonics, 12(4), 954-970.
- Dilek Y., Sandvol E., 2009. *Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian-African plate boundary and the Cenozoic orogenic belts in the Eastern Mediterranean region*. Geological Society, London, Special Publications 327(1), pp. 127-160.
- Donelick R. A., 1997. *Fact and fiction regarding apatite fission-track annealing kinetics*. On Track, 7/1, pp. 17-19.
- Dodson M. H., 1986. *Closure profiles in cooling systems*. In: Material Science Forum, 7. Aedermannsdorf: Trans Tech Publications, pp. 145-153.

- Dunai T. J., 2005. *Forward modeling and interpretation of (U-Th)/He ages*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, pp. 259-274.
- Ehlers T., Farley K., 2003. *Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes*. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 206, pp. 1-14.
- Eriş K. K., Bassant P., Ülgen U. B., 2005. *Tectono-stratigraphic evolution of an Early Miocene incised valley-fill (Derinçay Formation) in the Mut Basin, Southern Turkey*. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), pp.151-185.
- Fanale F.P., Kulp J.L., 1962. *The helium method and the age of the Cornwall, Pennsylvania magnetite*. *Economic Geology*, 57, pp. 735-746.
- Farley K.A., 2000. *Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105, pp. 2903–2914,
- Farley K.A., 2002. *(U-Th)/He dating: Techniques, Calibrations and Applications*. In: Porcelli D.P. Ballentine C. J. Wieler R. (Eds.), *Noble Gases*, 47, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, pp. 735-746.
- Farley K. A., Wolf R. A., Silver L. T., 1996. *The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He dates*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 4223-4230.
- Farley K. A., Reiners P. W., Neno V., 1999. *An apparatus for measurement of noble gas diffusivities from minerals in vacuum*. *Analytical Chemistry*, 71, pp. 2059-2061.
- Fernández-Blanco D., Bertotti G., Aksu A., & Hall J., 2019. *Monoclinial flexure of an orogenic plateau margin during subduction, south Turkey*. *Basin Research*, 31(4), pp. 709-727.
- Fechtig H., Kalbitzer S., 1966. *The diffusion of argon in potassium-bearing solids*. In: Schaeffer, O. A. and Zähringer, J. (Eds.), *Potassium-Argon Dating*, Springer, pp. 68-106.
- Flecker R., Robertson A. H. F., Poisson A., Müller C., 1995. *Facies and tectonic significance of two contrasting Miocene basins in south coastal Turkey*. *Terra Nova*, 7(2), pp. 221-232.
- Flecker R., Ellam R. M., Müller C., Poisson A., Robertson A. H. F., Turner J., 1998. *Application of Sr isotope stratigraphy and sedimentary analysis to the origin and evolution of the Neogene basins in the Isparta Angle, southern Turkey*. *Tectonophysics*, 298(1-3), pp. 83-101.
- Flecker R., Poisson A., Robertson A. H. F., 2005. *Facies and palaeogeographic evidence for the Miocene evolution of the Isparta Angle in its regional eastern Mediterranean context*. *Sedimentary Geology*, 173(1-4), pp. 277-314.

- Fleischer R. L., Price P. B., 1964. *Glass dating by fission fragment tracks*. Journal of Geophysical Research, 69, pp. 331-339.
- Fleischer R. L., Price P. B., Walker R. M., 1965. *The ion explosion spike mechanism for formation of charged particle tracks*. Journal of Applied Physics, 36, pp. 3645-3652.
- Fleischer R.L., Comstock G.M., Hart H.R., 1972. *Dating of mechanical events by deformation-induced erasure of particle tracks*. Journal of Geophysical Research, 77, pp. 5050-5053.
- Fleischer R. L., Price P. B., Walker R. M., 1975. *Nuclear Tracks in solids; Principles and applications*. Berkeley: University of California Press. 626 p.
- Flowers R.M., Ketcham R.A., Shuster D.L., Farley, K.A., 2009. *Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73(8), pp. 2347-2365
- Flowers R. M., Zeitler P. K., Danišik M., Reiners P. W., Gautheron C., Ketcham R. A., Metcalf J. R., Stockli D. F., Enkelmann E., Brown R. W., 2022. *(U-Th)/He chronology: Part 1. Data, uncertainty, and reporting*. GSA Bulletin.
- Gailbraith R. F., 1981. *On statistical models for fission tracks counts*. Mathematical Geology, 13, pp. 471-478.
- Gailbraith R. F., 1988. *Graphical display of estimates having different standard errors*. Thermometrics, 30, pp. 271-281.
- Galbraith R. F., Green P. F., 1990. *Estimating the component ages in a finite mixture*. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 17(3), pp. 197-206.
- Galliker D., Hugentobler E., Hahn B., 1970. *Spontane Kernspaltung von U-238 and Am-241*. Helvetica Physica Acta, 43, pp. 593-606.
- Garfunkel Z., 1998. *Constraints on the origin and history of the Eastern Mediterranean basin*. Tectonophysics 298(1-3), pp. 5-35.
- Garfunkel Z., 2004. *Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation*. Tectonophysics 391(1-4), pp. 11-34.
- Gasperi G., 1995. *Geologia regionale. Geologia dell'Italia e delle regioni circummediterranee*. Pitagora.
- Gautheron C., Djimbi D.M., Roques J., Balout H., Ketcham R.A., Simoni E., Pik R., Seydoux-Guillaume A.M., Tassan-Got L., 2020. *A multi-method, multi-scale theoretical study of He and Ne diffusion in zircon*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 268, pp. 348–367.
- Gessner K., Gallardo L. A., Markwitz V., Ring U., Thomson S. N., 2013. *What caused the denudation of the Menderes Massif: Review of crustal evolution, lithosphere structure,*

- and dynamic topography in southwest Turkey. Gondwana research, 24(1), pp. 243-274.*
- Gleadow A.J.W., Duddy I.R., 1981. *A natural long-term track annealing experiment for apatite. Nuclear Tracks, 5, pp. 169-174.*
- Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Lovering J.F., 1983. *Fission track analysis: a new tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential. Australian Petroleum Exploration Association Journal, 23, pp. 93-102*
- Gleadow A.J.W., Duddy I.R., Green P.F., Lovering J.F., 1986. *Confined track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. Contributions to Mineral Petrology, 94, pp. 405-415.*
- Göncüoğlu M. C., Dirik K., Kozlu H., 1997. *Pre-Alpine and Alpine terranes in Turkey: Explanatory Notes to the Terrane map of Turkey. Annales Geologique de Pays Héliéniques 37, pp. 515-536.*
- Green P.F., Durrani S.A., 1977. *Annealing studies of tracks in crystals. Nuclear Track Detection, 1, pp. 33-39.*
- Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W., Tingate P.R., Laslett G.M., 1985. *Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of Arrhenius plot. Nuclear Tracks, 10, pp. 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. Chemical Geology (Isotopic Geosciences Section), 59, pp. 237-253.*
- Gürer D., van Hinsbergen D.J.J., Ozkaptan M., Creton I., Koymans M.R., Cascella A., Langereis C.G., 2018. *Paleomagnetic constraints on the timing and distribution of Cenozoic rotations in Central and Eastern Anatolia. Solid Earth 9, pp. 295–322.*
- Gutnic M., Monod O., Poisson A., Dumont J., 1979. *Géologie des Taurides Occidentales (Turquie). Société Géologique de France, Mémoire, 137, pp. 1–112.*
- Hadler Neto J.C., 1982. *Medida da constante de desintegração do U-238 por fissão espontânea. Unpublished PhD thesis, Instituto de Física, Universidade Estadual de Campinas, Brasil.*
- Hadler Neto J.C., Lattes C.M.G., Marques A., Marques M.D.D., Serra D.A.B., Bigazzi G., 1981. *Measurement of the spontaneous fission disintegration constant of U-238. Nuclear Tracks, 5, pp. 45-52.*
- Hall J., Aksu A. E., King H., Gogacz A., Yaltırak C., Çifçi, 2014. *Miocene–Recent evolution of the western Antalya Basin and its linkage with the Isparta Angle, eastern Mediterranean. Marine Geology, 349, 1-23.*

- Hammerschmidt K., Wagner G.A., Wagner M., 1984. *Radiometric dating on research drill core Urach III: a contribution to its geothermal history*. Journal of Geophysics, 54, pp. 97-105.
- Harrison T. M., Zeitler P. K., 2005. *Fundamentals of noble gas thermochronometry*. In: Reiners P. W., Ehlers T. A. (Eds), *Low-temperature Thermochronology - Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America - Geochemical Society, pp. 123-149.
- Hayward A. B., 1984. *Miocene clastic sedimentation related to the emplacement of the Lycian Nappes and the Antalya Complex, SW Turkey*. Geological Society, London, Special Publications, 17(1), pp. 287-300.
- Hayward A. B., Robertson A. H. F., 1982. *Direction of ophiolite emplacement inferred from Cretaceous and Tertiary sediments of an adjacent autochthon, the Bey Daglari, southwest Turkey*. Geological Society of America Bulletin, 93(1), pp. 68-75.
- House M.A., Farley K.A., Kohn B.P., 1999. *An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia*. Earth and Planetary Science Letters, 170, pp. 463-474.
- House, M. A. Wernicke, B. P., Farley K. A., Dumitru T. A., 1997. *Cenozoic thermal evolution of the central Sierra Nevada, California, from (U-Th)/He thermochronometry*. Earth and Planetary Science Letters, 151, pp. 167-169.
- Hurford A.J., 1990. *Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric fault line*. Contributions to Mineral Petrology, 92, pp. 171-178.
- Hurford A.J., 1998. *Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure?* In: *Advances in fission-track geochronology*. De Corte P., Van Den Haute F., Dordrecht: Kluwer, pp. 19-32.
- Hurford A. J., 2019. *An historical perspective on fission-track thermochronology*. In: Malusà M. G., Fitzgerald P. G. (eds), *Fission-track thermochronology and its application to geology*. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer, Cham, pp. 3-23.
- Hurford A.J., Green P.F., 1981. *A reappraisal of neutron dosimetry and uranium-238  $\lambda_f$  decay values in fission track dating*. Nuclear Tracks, 5, pp. 53-61.
- Hurford A.J., Green P.F., 1982. *A users' guide to fission track dating calibration*. Earth and Planetary Science Letters, 59, pp. 343-354.
- Hurford A.J., Green P.F., 1983. *The zeta age calibration of fission track dating*. Isotope Geoscience, 1, pp. 319-329.
- Işler F. I., Aksu A. E., Hall J., Calon T. J., Yaşar D., 2005. *Neogene development of the Antalya Basin, Eastern Mediterranean: An active forearc basin adjacent to an arc junction*. Marine geology, 221(1-4), pp. 299-330.

- Jolivet L., Faccenna C., Huet B., Labrousse L., Le Pourhiet L., Lacombe O., Lecomte E., Burov E., Denèle Y., Brun J., Philippon M., Paul A., Salaün G., Karabulut H., Piromallo C., Monié P., Gueydan F., Okay A. I., Oberhänsli R., Pourteau A., Augier R., Gadenne L., Driussi O., 2013. *Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat*. *Tectonophysics*, 597, pp. 1-33.
- Karabiyikoğlu M., Çiner A., Monod O., Deynoux M., Tuzcu S., Örçen S., 2000. *Tectonosedimentary evolution of the Miocene Manavgat Basin, western Taurides, Turkey*. Geological Society, London, Special Publications, 173(1), pp. 271-294.
- Khan H. A., Durrani, S. A., 1972. *Efficiency calibration of solid-state nuclear track detectors*. *Nuclear Instruments and Methods*, 98(2), pp. 229-236.
- Kelling G., Gökçen S. L., Floyd P. A., Gökçen N., 1987. *Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey*. *Geology*, 15(5), pp. 425-429.
- Kempler D., and Garfunkel Z., 1994. *Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary*. *Tectonophysics*, 234(1), pp. 19-32.
- Ketchum R. A., 2005. *Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, pp. 275-314.
- Ketchum R. A., Donelick R. A., Carlson W. D., 1999. *Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales*. *American Mineralogist*, 84(9), pp. 1235-1255.
- Ketchum R. A., Carter A., Donelick R. A., Barbarand J., Hurford A. J., 2007. *Improved modeling of fission-track annealing in apatite*. *American Mineralogist*, 92(5-6), pp. 799-810.
- Ketin, İ. (1966). *Tectonic units of Anatolia (Asia minor)*. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 66, 20-30.
- Kissel C., Poisson A., 1987. *Étude paléomagnétique préliminaire des formations cénozoïques des Bey Daglari (Taurides occidentales, Turquie)*. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(8), pp. 343-348.
- Kissel C., Averbuch O., De Lamotte D. F., Monod O., Allerton S., 1993. *First paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of the Western Taurides thrust belt east of the Isparta reentrant (Southwestern Turkey)*. *Earth and Planetary Science Letters*, 117(1-2), pp. 1-14.
- Kohn B., Chung L., Gleadow A., 2019. *Fission-track analysis: field collection, sample preparation and data acquisition*. In: Malusà M. G., Fitzgerald P. G. (eds), *Fission-track thermochronology and its application to geology*. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer, Cham, pp. 25 – 48.

- Lefevre R., 1967. *Un nouvel element de la geologie du Taurus Lycien: Les nappes d'Antalya (Turquie)*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 165, pp. 1365–1368.
- Maffione M., van Hinsbergen D. J., de Gelder G. I., van der Goes F. C., Morris A., 2017). *Kinematics of Late Cretaceous subduction initiation in the Neo-Tethys Ocean reconstructed from ophiolites of Turkey, Cyprus, and Syria*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 122(5), pp. 3953-3976.
- Marcoux J., Ricou L. E., Burg J. P., Brun J. P., 1989. *Shear-sense criteria in the Antalya and Alanya thrust system (southwestern Turkey): evidence for a southward emplacement*. Tectonophysics, 161(1-2), pp. 81-91.
- Mbongo-Djimbi D., Gautheron C., Roques J., Tassan-Got L., Gerin C., Simoni E., 2015. *Impact of apatite chemical composition on (U-Th)/He thermochronometry: An atomistic point of view*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 167, pp. 162–176.
- McPhee P. J., van Hinsbergen D. J., 2019. *Tectonic reconstruction of Cyprus reveals Late Miocene continental collision of Africa and Anatolia*. Gondwana Research, 68, pp. 158-173.
- McPhee P. J., Altiner D., Van Hinsbergen D. J., 2018. *First Balanced Cross Section Across the Taurides Fold-Thrust Belt: Geological Constraints on the Subduction History of the Antalya Slab in Southern Anatolia*. Tectonics 37(10), pp. 3738-3759.
- McPhee P. J., Van Hinsbergen D. J., Thomson S. N., 2019. *Thermal history of the western Central Taurides fold-thrust belt: Implications for Cenozoic vertical motions of southern Central Anatolia*. Geosphere 15(6), pp. 1927-1942.
- McPhee P. J., Koç A., van Hinsbergen D. J., 2022. *Preparing the ground for plateau growth: Late Neogene Central Anatolian uplift in the context of orogenic and geodynamic evolution since the Cretaceous*. Tectonophysics, 822, 229131.
- Meesters A. G. C. A., Dunai T. J., 2002a. *Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes - Part I. Implication for low-temperature (U-Th)/He thermochronometry*. Chemical Geology, 186, pp. 333-344.
- Meesters A. G. C. A., Dunai T. J., 2002b. *Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes - Part II. Application to cases with alpha-ejection and nonhomogeneous distribution of the source*. Chemical Geology, 186, pp. 57-73.
- Meijers M.J.M., Kaymakci N., van Hinsbergen D.J.J., Langereis C.G., Stephenson R.A., Hippolyte J.-C., 2010. *Late Cretaceous to Paleocene oroclinal bending in the central Pontides (Turkey)*. Tectonics 29, TC4016.
- Mittiga F., 2015. *Low-temperature thermochronological evolution of the Menderes and Alanya massifs*. PhD thesis, Università di Bologna, 207 p.
- Monod O., 1977. *Recherches géologiques dans le Taurus Occidental au sud de Beyflehir (Turquie)*. PhD thesis, Université Paris-Sud Orsay, 442 p.

- Monod O., Kuzucuoglu C., Okay A. I., 2006. *A Miocene palaeovalley network in the Western Taurus (Turkey)*. Turkish Journal of Earth Sciences, 15(1), pp.1-23.
- Moore E. M., Robinson P. T., Malpas J., Xenophonotos C., 1984. *Model for the origin of the Troodos massif, Cyprus, and other mid-east ophiolites*. Geology, 12(8), pp. 500-503.
- Morris A., Robertson A. H. F., 1993. *Miocene remagnetisation of carbonate platform and Antalya Complex units within the Isparta Angle, SW Turkey*. Tectonophysics, 220(1-4), pp. 243-266.
- Mukasa S. B., Ludden J. N., 1987. *Uranium-lead isotopic ages of plagiogranites from the Troodos ophiolite, Cyprus, and their tectonic significance*. Geology, 15(9), pp. 825-828.
- Naeser C.W., Faul H., 1969. *Fission-track annealing in apatite and sphene*. Journal of Geophysical Research, 74, pp. 705-710.
- Naeser C.W., Forbes R. B., 1976. *Variation of fission track ages with depth in two deep drill holes*. Transaction, American Geophysical Union, 57, pp. 353.
- Ocakoglu F., 2002. *Palaeoenvironmental analysis of a Miocene basin in the high Taurus Mountains (southern Turkey) and its palaeogeographical and structural significance*. Geological Magazine, 139(4), 473-487.
- Okay A. I., 1984. *Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschists*. Geological Society, London, Special Publications 17(1), pp. 455-466.
- Okay A. I., 1989. *An exotic eclogite/blueschist slice in a Barrovian style metamorphic terrain, Alanya Nappes, Southern Turkey*. Journal of Petrology, 30(1), pp. 107-132.
- Okay A. I., 2008. *Geology of Turkey: a synopsis*. Anschnitt, 21, pp.19-42.
- Okay A. I., Özgül N., 1984. *HP/LT metamorphism and the structure of the Alanya Massif, Southern Turkey: an allochthonous composite tectonic sheet*. Geological Society, London, Special Publications, 17(1), pp. 429-439.
- Okay A. I., Satir M., Siebel W. 2006. *Pre-Alpidic Palaeozoic and Mesozoic orogenic events in the Eastern Mediterranean region*. Geological Society, London, Memoirs 32(1), pp. 389-405.
- Okay A. I., Zattin M., Cavazza W., 2010. *Apatite fission-track data for the Miocene Arabia-Eurasia collision*. Geology, 38(1), 35-38.
- Özer S., Sözbilir H., Özkar İ., Toker V., Sari B., 2001. *Stratigraphy of Upper Cretaceous–Palaeogene sequences in the southern and eastern Menderes Massif (western Turkey)*. International Journal of Earth Sciences 89(4), pp. 852-866.

- Özgül N., 1971. *The Importance of block movements in structural evolution of the northern part of Central Taurus*. Bulletin of the Geological Society of Turkey 14(1), pp. 85-101.
- Özgül N., 1976. Some geological aspects of the Taurus orogenic belt (Turkey). Bulletin of the Geological Society of Turkey 19, pp. 65-78.
- Özgül, N., 1984. *Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides*. In: Tekeli O., Göncüoğlu M. C. (eds) Geology of the Taurus Belt, Proceedings of the International Symposium, Ankara. Maden Tetkik ve Arama, Ankara. pp. 77-90
- Özgül N., Arpat E., 1973. *Structural units of the Taurus orogenic belt and their continuation in neighbouring regions* selection. Proceedings of the 23 rd congress of CIESM. Athens, pp. 156-164.
- Parlak O., 2016. *The tauride ophiolites of Anatolia (Turkey): A review*. Journal of Earth Science, 27(6), pp. 901-934.
- Pearce J. A., Robinson P. T., 2010. *The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting*. Gondwana Research, 18(1), pp. 60-81.
- Piper J. D., Gürsoy H., Tatar O., İşseven T., Koçyiğit A., 2002. *Palaeomagnetic evidence for the Gondwanian origin of the Taurides and rotation of the Isparta Angle, southern Turkey*. Geological Journal, 37(4), pp. 317-336.
- Pignatosa A., 2008. *Rapporti tra tettonica e clima durante l'esumazione nelle Alpi Centrali. Evidenze dalla termocronologia e dall'analisi strutturale lungo il traforo ferroviario del Sempione*, PhD thesis, Università di Bologna.
- Poisson A., Wernli R., Sağular E. K., Temiz H., 2003. *New data concerning the age of the Aksu Thrust in the south of the Aksu valley, Isparta Angle (SW Turkey): consequences for the Antalya Basin and the Eastern Mediterranean*. Geological Journal, 38(3-4), pp. 311-327.
- Poisson A., Orszag-Sperber F., Kosun E., Bassetti M. A., Müller C., Wernli R., Rouchy J. M., 2011. *The Late Cenozoic evolution of the Aksu basin (Isparta Angle; SW Turkey). New insights*. Bulletin de la Société Géologique de France, 182(2), pp. 133-148.
- Reiners P.W., Brandon M.T., 2006. Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion. Ann. Rev. Earth Plan. Sci., 34, pp. 419-466.
- Ricou L. E., Argyriadis I., Lefevre R., 1974. *Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et le massif d'Alanya (Taurides occidentales, Turquie)*. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(2), pp.107-111.
- Ricou L. E., Argyriadis I., Marcoux J., 1975. *L'Axe Calcaire du Taurus, un alignement de fenestres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques*. Bulletin de la Société Géologique de France 17 (7), pp. 1024–1044

- Roberts J.H., Ruddy F.H., Gold R., 1984. *Optical efficiency for fission fragment track counting in muscovite solid state detectors*. Nuclear Tracks - Radiation Measurements, 8, pp. 365-369.
- Robertson A. H. F., 1998. *Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of the Easternmost Mediterranean area; integration of marine and land evidence*. In: Robertson A. H. F., Emeis K. C., Richter C., Camerlenghi A. (eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 160. Ocean Drilling Program. Texas A & M University, College Station, TX, pp. 723–782.
- Robertson A. H. F., 2000. *Mesozoic–Tertiary tectonosedimentary evolution of a south-Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey*. In: Bozkurt E., Winchester J. A., Piper J. D. A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publications 173, pp. 97–138.
- Robertson A., 2004. *Development of concepts concerning the genesis and emplacement of Tethyan ophiolites in the Eastern Mediterranean and Oman regions*. Earth-Science Reviews 66(3-4), pp. 331-387.
- Robertson A. H. F., Woodcock N. H., 1979. *Mamonia Complex, southwest Cyprus: Evolution and emplacement of a Mesozoic continental margin*. Geological Society of America Bulletin, 90(7), pp. 651-665.
- Robertson A. H. F., Woodcock N. H., 1980. *Strike-Slip Related Sedimentation in the Antalya Complex, Southwest Turkey*. Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones, pp. 127-145.
- Robertson A. H. F., Woodcock N. H., 1986. *The role of the Kyrenia Range Lineament, Cyprus, in the geological evolution of the eastern Mediterranean area*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 317(1539), pp. 141-177.
- Robertson A. H. F., Grasso M., 1995. *Overview of the Late Tertiary–Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region*. Terra Nova, 7(2), pp. 114-127.
- Robertson A. H. F., Kinnaird T. C. 2016. *Structural development of the central Kyrenia Range (north Cyprus) in its regional setting in the eastern Mediterranean region*. International Journal of Earth Sciences, 105(1), pp. 417-437.
- Robertson A. H. F., Parlak O., 2020. *Late cretaceous-palaeocene subduction-collision-exhumation of a microcontinent along the northern, active margin of the southern neotethys: Evidence from the alanya massif and the adjacent antalya complex (S turkey)*. Journal of Asian Earth Sciences 201, Article 104467
- Robertson A. H., Parlak O., Ustaömer T., 2013. *Late Palaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of Southern Turkey and the easternmost Mediterranean region: evidence from the inter-relations of continental and oceanic units*. Geological Society, London, Special Publications 372(1), pp. 9-48.

- Robertson A. H. F., Eaton S., Follows E. J., Payne A. S., 1995. *Depositional processes and basin analysis of Messinian evaporites in Cyprus*. Terra Nova, 7(2), pp. 233-253.
- Robertson A. H., Necdet M., Raffi I., Chen G., 2019. *Early Messinian manganese deposition in NE Cyprus related to cyclical redox changes in a silled hemipelagic basin prior to the Mediterranean salinity Crisis*. Sedimentary Geology, 385, pp. 126-148.
- Rutherford E., 1905. *Present problems in radioactivity*. Popular Science Monthly May, pp. 1-34.
- Şafak Ü., Kelling G., Gökçen N. S., Gürbüz K., 2005. *The mid-Cenozoic succession and evolution of the Mut basin, southern Turkey, and its regional significance*. Sedimentary Geology, 173(1-4), pp. 121-150.
- Schildgen T. F., Cosentino D., Bookhagen B., Niedermann S., Yıldırım C., Echtler H., Wittmann H., Strecker M. R., 2012. *Multi-phased uplift of the southern margin of the Central Anatolian plateau, Turkey: A record of tectonic and upper mantle processes*. Earth and Planetary Science Letters, 317, pp. 85-95.
- Schildgen T. F., Yıldırım C., Cosentino D., Strecker M. R., 2014. *Linking slab break-off, Hellenic trench retreat, and uplift of the Central and Eastern Anatolian plateaus*. Earth-Science Reviews, 128, pp.147-168.
- Şengör A. C., Yılmaz Y., 1981. *Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach*. Tectonophysics 75(3-4), pp. 181-241.
- Şengör A. M. C., Görür N., Şaroğlu F., 1985. *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*. In: Biddle K.T., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation. SEPM Spec. Publ. 37, 227–264.
- Shuster D. L., Farley K. A., 2003.  *$4\text{He}/3\text{He}$  thermochronometry*. Earth and Planetary Science Letters, 217, pp. 1-17.
- Shuster D. L., Farley K. A., 2005.  *$4\text{He}/3\text{He}$  thermochronometry: theory, practice and potential complications*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58, pp. 181-203.
- Shuster D. L., Farley K. A., Sistierson J. M., Burnett D. S., 2003. *Quantifying the diffusionkineticsand spatial distribution of radiogenic  $4\text{He}$  in minerals containing proton-induced  $3\text{He}$* . Earth and Planetary Science Letters, 217, pp. 19-32.
- Shuster D. L., Flowers R. M., Farley K. A., 2006. *The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite*. Earth and Planetary Science Letters, 249(3-4), pp. 148-161.
- Şiş F. S., Kouwenhoven T. J., Koç, A., Kaymakci N., 2020. *Paleobathymetric evolution of the Miocene deposits of the Gömbe sector of the Lycian Foreland and Aksu basins in Antalya, Turkey*. Turkish Journal of Earth Sciences 29(4), pp. 649-663.

- Stockli D. A., Farley K. A., 2004. *Empirical constraints on the titanite (U-Th)/He partial retention zone from the KTB drill hole*. Chemical Geology, 207, pp. 223-236.
- Stockli D.F., Farley K.A., Dumitru T.A., 2000. *Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California*. Geology, 28, pp. 983-986.
- Strutt R. J., 1905. *On Radioactive minerals*. Proceedings for the Royal Society, A76, pp. 88-101.
- Swarbrick R. E., Robertson A. H. F., 1980. *Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of southern Cyprus*. Geological Magazine, 117(6), pp. 547-563.
- Üner S., Özsayın E., Kutluay A., Dirik K., 2015. *Polyphase tectonic evolution of the Aksu Basin, Isparta Angle (Southern Turkey)*. Geologica Carpathica, 66(2), pp. 157-169.
- Van Den Haute P., De Corte F., Jonckheere R., Bellemans F., 1998. The parameters that govern the accuracy of fission track age determinations: a re-appraisal. In: Van Den Haute P., De Corte F. (Eds.) *Advances in fission-track geochronology*, Dordrecht: Kluwer, pp. 33-46.
- Van Hinsbergen D. J. V., Dekkers M. J., Koc A., 2010. *Testing Miocene remagnetization of Bey Dağları: Timing and amount of Neogene rotations in SW Turkey*. Turkish Journal of Earth Sciences, 19(2), pp. 123-156.
- Wagner G. A., 1969. *Spuren der spontanen Kernspaltung des <sup>238</sup>Urans als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes*. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 110, pp. 252-286.
- Wagner G.A., 1972. *The geological interpretation of fission track apatite ages*. Transactions of the American Nuclear Society, 15.
- Wagner G. A., 1986. *Comments on the paper 'Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot'*. Nucl. Tracks Radiat. Meas., (United Kingdom), 11.
- Wagner G. A., Reimer G. M., 1972. *Fission track tectonics: the tectonic interpretation of fission track apatite ages*. Earth and Planetary Science Letters, 14, pp. 263-268.
- Wagner G. A., Van den Haute P., 1992. *Fission-Track Dating (Publ)*. Dordrecht: Kluwer Acad, 285(8), pp. 1235-1255.
- Wall T., 1986. *Use of an alternative neutron dosimetry standard for fission track dating*. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 12, 1986, pp. 887-890.
- Walsh-Kennedy S., Aksu A. E., Hall J., Hiscott R. N., Yaltırak C., Çifçi G., 2014. *Source to sink: The development of the latest Messinian to Pliocene–Quaternary Cilicia and Adana Basins and their linkages with the onland Mut Basin, eastern Mediterranean*. Tectonophysics, 622, pp. 1-21.

- Watt S., Durrani S. A., 1985. *Thermal stability of fission tracks in apatite and sphene: using confined track length measurements*. Nuclear Tracks, 10, pp. 349-357.
- Williams G. D., Ünlügenç U. C., Kelling G., Demirkol C., 1995. *Tectonic controls on stratigraphic evolution of the Adana Basin, Turkey*. Journal of the Geological Society, 152(5), 873-882.
- Wolf R.A., Farley K.A., Silver L.T., 1996. *Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60, pp. 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, pp. 65- 68.
- Wolf R.A., Farley K.A., Kass D.M., 1998. *Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (UTh)/He thermochronometer*. Chemical Geology, 148, pp. 105-114.
- Zattin M., 1999. *Apatite thermochronology of the Marnoso-Arenacea formation*. PhD Thesis, University of Bologna, 139 pp.
- Zeitler P.K., Herczeg A.L., McDougall I., Honda M., 1987. *U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51, pp. 2865-2868.
- Zimmermann R. A., Gaines A. M., 1978. *A new approach to the study of fission track dating*. US Geological Survey Open File Report, 78-701, pp. 467-468.