



Unione Europea
Fondo Sociale Europeo

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SASSARI
Istituto di Scienze Geologico-Mineralogiche



1562

DOTTORATO DI RICERCA IN
Scienza e Tecnologia dei Minerali e delle Rocce di Interesse Industriale
XXI CICLO

Coordinatore
Prof. Giacomo Oggiano

**PROSPEZIONE MINERARIA
DI LITOTIPI ZEOLITIZZATI
NEL LOGUDORO ORIENTALE**

Tesi di dottorato di:
LAURA SANNA

Tutor:
DOTT. GUIDO CERRI

Co-tutor:
PROF GIACOMO OGGIANO

A Mimmo

INDICE

1 – INTRODUZIONE	Pag. 1
2 – LINEAMENTI GEOLOGICI	“ 5
2.1 – Inquadramento geologico generale	“ 5
2.2 – L’evoluzione geodinamica cenozoica della Sardegna	“ 9
2.3 – Inquadramento dell’area di studio	“ 14
3 – IL VULCANISMO	“ 18
3.1 – Il vulcanismo paleozoico e tardo-ercinico	“ 19
3.2 – Il ciclo vulcanico calco-alcalino oligo-miocenico	“ 21
3.3 – Il ciclo vulcanico intraplacca del Pliocene-Quaternario	“ 26
4 – STUDI PRECEDENTI NELL’AREA DI RICERCA	“ 27
5 – LA PROSPEZIONE	“ 36
5.1 – Stratigrafia	“ 36
5.1.1 – Complesso vulcanico oligo-miocenico	“ 38
5.1.2 – Complesso trasgressivo miocenico	“ 49
5.1.3 – Basalti plio-pleistocenici	“ 56
5.1.4 – Depositi quaternari	“ 57
5.2 – Lineamenti tettonici	“ 61
5.3 – Prospezioni geofisiche	“ 62
5.3.1 – Il metodo	“ 62
5.3.1.1 – Modelli di resistività	“ 65
5.3.1.2 – La resistività elettrica nelle rocce	“ 66
5.3.2 – Strumentazione	“ 69

5.3.3 – <i>Dati e interpretazione</i>	“ 71
6 – STUDIO MINERALOGICO	“ 75
6.1 – <i>Analisi diffrattometriche qualitative</i>	“ 75
6.2 – <i>Analisi diffrattometriche quantitative</i>	“ 78
6.3 – <i>Caratteri petrografici</i>	“ 84
6.4 – <i>Valutazione tenore delle clinoptiloliti</i>	“ 87
7 – ASPETTI GENETICI	“ 89
7.1 – <i>Osservazioni di partenza</i>	“ 89
7.2 – <i>Considerazioni sul giacimento</i>	“ 90
8 – CONCLUSIONI	“ 91
9 – BIBLIOGRAFIA	“ 94
RINGRAZIAMENTI	“ 102
ALLEGATI	
– <i>Carta geologica del bacino del Riu Pizzinnu (Logudoro orientale)</i>	
– <i>Carta campioni</i>	

1 – INTRODUZIONE

La Sardegna nord-occidentale è caratterizzata da vasti espandimenti di rocce vulcaniche, sia di tipo effusivo che di tipo piroclastico, connesse con il ciclo calco-alcalino oligo-miocenico; ad esse sono spesso intercalati livelli sedimentari. Alla metà degli anni '90 risalgono i primi studi che hanno evidenziato mineralizzazioni a zeolite di potenziale valore quali georisorse di interesse industriale, ubicati nelle successione vulcanoclastiche sarde di età oligo-miocenica (de' Gennaro *et al.*, 1995; Ghiara *et al.*, 1995).

Le zeoliti naturali sono minerali classificati come allumino-silicati idrati di elementi alcalini e/o alcalino terrosi. Rappresentano un gruppo che comprende numerose specie cristalline, caratterizzate da una struttura costituita da tetraedri centrati da Si (e subordinatamente da Al) con O nei vertici; la disposizione dei tetraedri è tale da determinare ampie cavità interconnesse nelle quali sono ospitate le molecole d'acqua ed i cationi deputati a bilanciare lo scompenso di carica elettrica indotto dalla sostituzioni Si→Al (Smith, 1963). Le molecole d'acqua ed i cationi non sono rigidamente legati alla *framework*. La struttura descritta conferisce alle zeoliti importanti caratteristiche quali capacità di scambio cationico, elevata microporosità, disidratazione reversibile e setacciamento molecolare; queste sono sfruttate da decenni nei più rilevanti settori produttivi mondiali (Breck, 1980) (Tab.1.1).

Lo sfruttamento delle zeoliti naturali parte nella seconda metà degli anni '70 con produzioni di circa 300.000 tonnellate all'anno (Mumpton, 1978) per spingersi a metà degli anni '90 fino ai 3 milioni di t/a. L'andamento è rimasto costante tra il 1995 e il 1999, per seguire un *trend* negativo nel periodo 2000-2003

che si è concluso con una lieve ripresa del settore (crescita 1%) e un quantitativo globale estratto nel 2005 di 2.319.570 tonnellate; da allora la produzione si è mantenuta sostanzialmente stabile. Dalle stime del mercato internazionale fornite dalla *Roskill Information Services* risulta che la produzione è dominata da clinoptilolite e cabasite, subordinatamente mordenite e phillipsite. Il maggior produttore mondiale di zeoliti impiegate in settori “tecnologici” (ossia non banalmente come blocchetti per l’edilizia - Fig. 1.1) sono gli USA, che controllano circa il 70% del mercato; la clinoptilolite è la zeolite commercializzata nel maggior numero di applicazioni (Armbruster, 2001). Anche nell’area mediterranea (Grecia, Bulgaria, Ungheria, Slovacchia, Turchia) l’estrazione interessa principalmente questa fase, fatta eccezione per l’Italia, che invece estrae circa 4000 t/a di zeoliti a phillipsite e cabasite (Kogel *et al.*, 2006) ed ha importato clinoptilolite prima da Cuba (AA.VV., 1995), ora dalla Turchia (Italiana Zeoliti, comunicazione personale).

I giacimenti di clinoptilolite coltivati nel mondo sono rappresentati da depositi sedimentari di tipo lacustre, fluvio-lacustre e marino, con un tenore del 60-90% (in peso). L’associazione mineralogica più frequentemente osservata è clinoptilolite, feldspato, quarzo, opale, smectite e vetro ed i processi di zeolitizza-

EDILIZIA	Pietra da costruzione Cementi idraulici-pozzolane Aggregati leggeri espansi	INQUINAMENTO	Trattamento delle acque Stoccaggio mat. radioattivi Purificazione-separazione gas Abbattimento dei volatili Rimozione metalli pesanti
INDUSTRIA	Scambiatori ionici Filler nell’industria cartiera Ceramici avanzati Essiccatori Catalisi Flocculanti Detersivi Biomedico Cosmetici		ZOOTECNIA E AGRICOLTURA
		ENERGETICO	Energia solare Scambiatori di calore

Tab. 1.1: Alcuni tra i principali settori di impiego per le zeoliti naturali.

zione intervenuti nella genesi dei giacimenti coltivati sono per lo più legati a tre differenti ambienti: (1) laghi alcalini in sistemi idrologicamente chiusi, (2) interazione con fluidi idrotermali e (3) trasformazione diagenetica in contesto marino (Tschernich, 1992).

Le zeoliti naturali rappresentano i costituenti principali di numerosi depositi italiani (de'Gennaro & Langella, 1996) e rappresentano una materia prima di basso costo potenzialmente alternativa ai prodotti tradizionali impiegati per la realizzazione di materiali tecnologici (e non) ampiamente utilizzati.

Nel Logudoro orientale (Sardegna) la clinoptilolite, zeolite del gruppo della heulandite (Gottardi, 1978) è presente nelle tre varietà a potassio, sodio e calcio prevalente; la mineralizzazione ha interessato due unità piroclastiche ed i sedimenti epiclastici fluvio-lacustri intercalati ad esse (Cerri *et al.*, 2001), costituendo anche giacimenti di interesse economico (Cappelletti *et al.*, 2000). La nucleazione di zeolite è avvenuta per alterazione idrotermale post-deposizionale della originaria componente vetrosa in condizioni di sistema idrologico aperto (Cerri *et al.*, 2001).

Lo scopo della presente ricerca è stato quello di eseguire una prospezione mineraria di dettaglio dei litotipi zeolitizzati (essenzialmente i due livelli di piroclastiti di flusso non saldate e le epiclastiti cineritiche) individuati dagli studi precedenti nell'agro di Mores, partendo quindi da un'area per la quale era già disponibile una cartografia geologica di base (Cerri & Oggiano, 2002; Funedda *et al.*, 2000) ed estendendo la ricerca nel settore immediatamente più occidentale, nell'agro di Bonnanaro e di Torralba, di cui non esistevano dati di letteratura.

Durante il primo *step* del progetto, il lavoro ha riguardato soprattutto gli aspetti geologico-strutturali e l'organizzazione del campionamento dei depositi giudicati significativi in termini di spessore e sviluppo areale, con la sperimentazione di una prospezione con tecniche geofisiche a supporto delle indagini di terreno.

Nelle fasi finali sono state approfondite invece le indagini mineralogiche, nello specifico la diffrazione a raggi X su polveri, per caratterizzare alcune fasi presenti (in particolare minerali argillosi) e per eseguire determinazioni quantitative dei tenori in zeolite (tecnica Rietveld) al fine di stimare le potenzialità di sfruttamento della georisorsa.

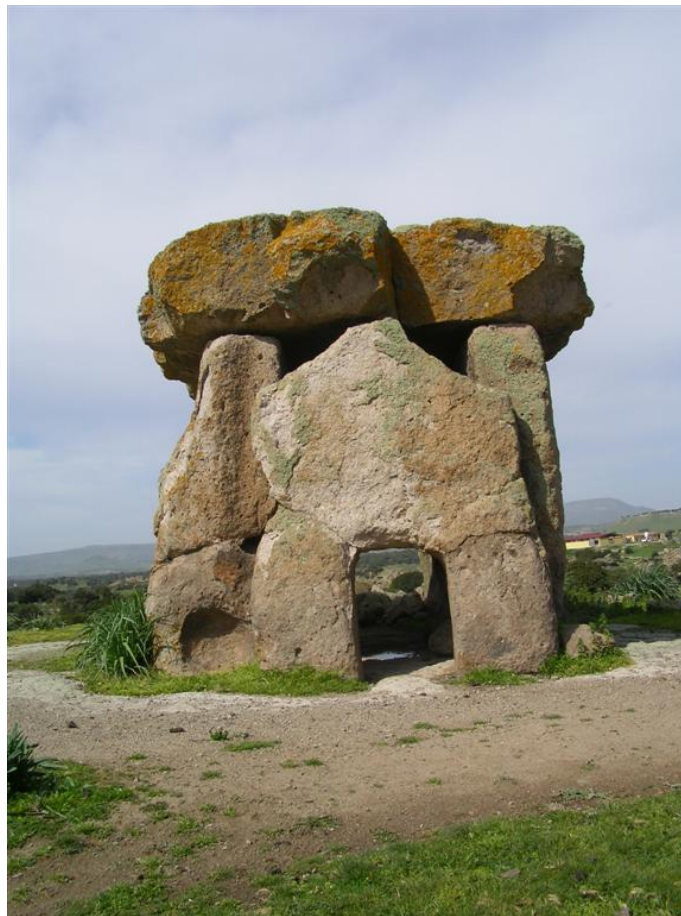


Fig. 1.1: il dolmen di Sa Coveccada nell'agro di Mores, il più antico esempio in Sardegna di utilizzo di materiali zeolitizzati nell'edilizia monumentale.

2 – LINEAMENTI GEOLOGICI

2.1 – Inquadramento geologico generale

Come emerge dalla recente sintesi sulla geologia della Sardegna (Carmignani *et al.*, 2001 e riferimenti bibliografici), l'evoluzione di quest'isola è profondamente segnata dalla strutturazione del suo basamento, un segmento di crosta paleozoica deformato e metamorfosato durante l'edificazione della Catena Ercinica, poi intruso da un batolite granitico nelle fasi tardive di questa orogenesi e sormontato, con discontinuità, da coperture vulcaniche e sedimentarie che hanno registrato le vicende geodinamiche post-Varisiche di questo settore mesoeuropeo (Fig. 2.1). È ormai ampiamente accettato che la geometria dello zoccolo sardo sia la diretta conseguenza della collisione tra il microcontinente Armoricano e il Gondwana: il recente riconoscimento lungo la linea Posada-Asinara delle tracce del paleo-oceano Sud-Armoricano ha fatto abbandonare la tradizionale interpretazione ensialica della Catena Varisica proponendo invece un'ipotesi che, secondo le concezioni mobilistiche della tettonica a placche, prevede, nell'evoluzione di questa cintura orogenica, la chiusura di un bacino oceanico. Si configura così una ricostruzione geodinamica che a partire dal Precambriano individua l'espansione di un fondo oceanico tra Armorica e Gondwana, seguita nell'Ordoviciano inferiore da una convergenza prima sotto il Gondwana (testimoniata da magmatismo di tipo andino), quindi sotto la Placca dell'Armorica, prolungandosi nel Siluriano fino al Devoniano. Il processo subduittivo si interrompe nel Carbonifero inferiore con l'evento collisionale. Il successivo collasso gravitativo della catena, in concomitanza con la messa in posto dell'intrusione granitica Sardo-Corsa, è contemporaneo anche alla

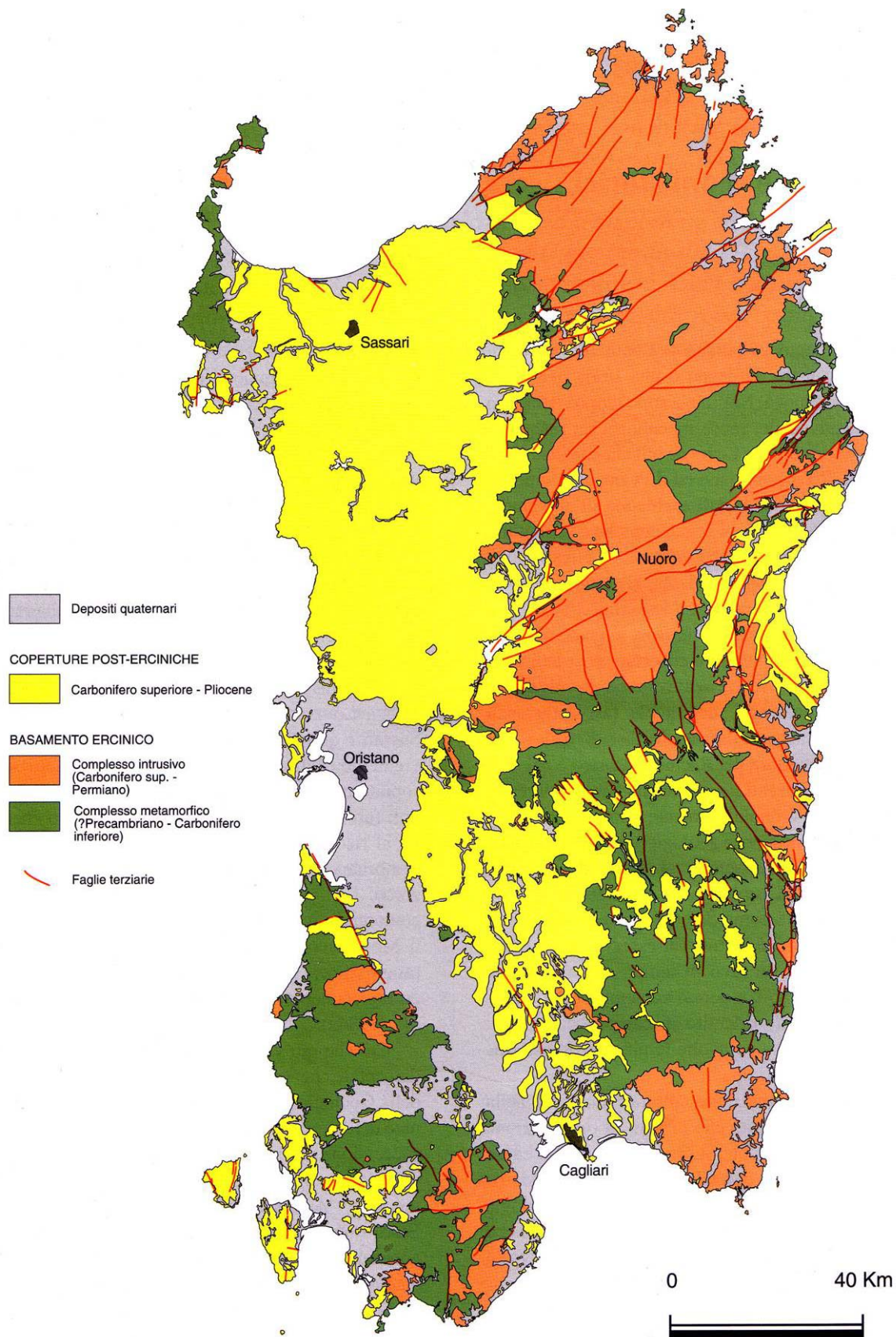


Fig. 2.1 – Carta geologica della Sardegna (da L. Carmignani *et al.*, 2001).

formazione dei bacini estensionali molassici e all'attivazione di un vulcanismo acido calcalkalino tardo-paleozoico (Carbonifero superiore-Permiano inferiore).

I tre principali elementi strutturali della zolla cristallina ercinica sarda sono rappresentati quindi: i) da una zona esterna nella parte sud-occidentale dell'Isola (Sulcis-Iglesiente), costituita da una successione di sedimenti anchimetamorfici, fagliati e piegati; ii) da una zona a falde con vergenza SW, con equilibratura in condizioni in facies degli scisti verdi (Sardegna centro-orientale); iii) da una zona assiale costituita da un complesso metamorfico di alto e medio grado (Sardegna settentrionale). Il metamorfismo legato all'ispessimento crustale mostra dunque una zoneografia progradata da SO verso NE. L'età dell'orogene è ben definita da ricostruzioni stratigrafiche e dai dati radiometrici che inquadrano il metamorfismo tra 350-284 Ma e il complesso magmatico intrusivo tra 307-274 Ma.

La globale riorganizzazione post-collisionale del basamento ercinico così costituito, e la sua successiva evoluzione geodinamica, è una storia che la Sardegna ha condiviso con il margine passivo Sud-Europeo, almeno fino all'Oligocene. Alla fine del Paleozoico, infatti, l'Isola viene spianata dall'erosione e durante il Mesozoico si comporta come una piattaforma stabile in subsidenza soggetta a parziali ingressioni del mare della Neo-Tetide. Il passaggio tra i termini continentali e quelli marini avviene talora attraverso una facies transizionale permo-triassica costituita da conglomerati quarzosi di ambiente fluvio-lacustre, in discordanza sull'edificio metamorfico-intrusivo. Durante questo lungo periodo di quiescenza tettonica che va dal Trias medio al Cretaceo medio, una sedimentazione continua di mare poco profondo origina una sequenza carbonatica

(occasionalmente con sottili livelli basali evaporitici) potente oltre 600 metri, costituita da bancate biancastre di calcari e calcari-dolomitici.

Un primo segnale della ripresa dell'attività tettonica in questo settore mesoeuropeo è marcato da movimenti "Bedouliani" connessi alla Fase Austriaca del Ciclo Alpino che, con un'oscillazione della piattaforma carbonatica, separano con una lacuna stratigrafica contenete bauxite le successioni discordanti del Cretaceo inferiore e superiore. Al termine di questo periodo si verifica la definitiva emersione di tutta l'Isola, con deboli deformazioni compressive riferite, secondo alcuni autori, alla Fase Laramica dell'Orogenesi Alpina.

Il Cenozoico in Sardegna ha un carattere prevalentemente continentale o di mare poco profondo (con la deposizione di sedimenti clastico-terrigeni e carbonatici) in un contesto marginale tra le cinture collisionali del Mediterraneo occidentale. Nell'Oligocene inizia l'attività vulcanica terziaria, dominata da lave basaltico andesitiche e da potenti coltri ignimbriche ad affinità calcalcalina che documentano il carattere orogenico di questo periodo magmatico. Lo stile tettonico che interessa il blocco sardo è, infatti, rappresentato da processi deformativi imputabili all'evoluzione convergente tra l'Europa meridionale e la Placca Apula, protrattasi dal Cretaceo superiore fino all'Aquitano. Tali movimenti differenziali hanno sviluppato sull'epidermide sedimentaria, che andava adattandosi alla fratturazione dello zoccolo cristallino, un campo di tensioni con componenti orizzontali che hanno generato strutture transpressive (strutture a *flower*) e transtensive (bacini di *pull-apart*).

Il passaggio ad una tettonica estensionale nel Burdigaliano medio (20-18 Ma) induce la formazione di un bacino di retroarco (il Bacino Balearico) e la

concomitante rotazione in senso antiorario del Blocco Sardo-Corso. Al magmatismo orogenico segue un'ampia trasgressione marina che comporta principalmente la sedimentazione di piattaforma carbonatica nei bacini intracontinentali della Sardegna e della Corsica.

All'apertura del Bacino Balearico segue nel Pliocene la formazione del Tirreno meridionale, un bacino oceanico ancora in evoluzione. A questa nuova fase distensiva è contemporanea l'estesa attività vulcanica intraplacca di affinità per lo più basaltico-alcalina, talora transizionale, la più recente in Sardegna.

2.2 – L'evoluzione geodinamica cenozoica della Sardegna

Sebbene l'ossatura del basamento Sardo sia il risultato degli eventi geodinamici connessi e relativi all'Orogenesi Ercinica, il quadro evolutivo cenozoico del Mediterraneo occidentale ha dato l'impronta definitiva all'attuale assetto strutturale dell'Isola (Fig. 2.2).

Dopo una fase di relativa stabilità a cavallo tra la fine dell'Era Primaria e perdurata per quasi l'intero Mesozoico, periodo durante il quale la Sardegna è stata interessata da deformazioni di modeste entità con movimenti che hanno originato solo hiatus deposizionali, l'attività tettonica si riattiva nel Cretaceo superiore in connessione con l'evoluzione del margine continentale sud-europeo, producendo un'instabilità e una continentalità che sarà assai più marcata a partire dall'Eocene medio e caratterizzata da un'importante attività vulcanica, dal ringiovanimento del rilievo e dalla conseguente deposizione in molti settori di potenti sequenze clastiche continentali (Dieni & Massari, 1965; Pecorini &

Pomesano Cherchi, 1969) e di ambiente fluvio-lacustre (“Lacustre” *Auct.*), e dall’assenza di sedimenti marini fino all’Oligocene superiore-Miocene inferiore.

Le strutture terziarie della Sardegna centro – settentrionale (nonché quelle Corsica meridionale) sono modellate da un corteo di faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW, in parte ereditate da discontinuità erciniche e attive fino a tutto l’Aquitano. Queste strutture hanno geometria a *flower* o a bacini di *pull-apart*, e ad esse sono rispettivamente associati depositi sintettonici (*Conglomerato di Cuccuru ‘e Flores: M. Albo*) e successioni vulcano-sedimentarie (bacini di Chilivani-Berchidda, Ottana, Benettuti, ecc.). Le prime formazioni marine cenozoiche sono riferite all’Oligocene sommitale, ma solo nell’Aquitano la trasgressione marina è ben documentata (1° ciclo sedimentario miocenico).

Il regime geodinamico cambia a partire dal Burdigaliano superiore, da trascorrente diviene distensivo, sviluppando una serie di fosse tettoniche, ad andamento sub-meridiano, in cui si realizza una nuova e più ampia trasgressione con sedimentazione silicoclastica e carbonatica che si protrae fino al Serravalliano (2° ciclo sedimentario miocenico). Alcuni Autori inquadrano la fase distensiva che produce queste depressioni tettoniche nell’Oligocene superiore - Miocene inferiore (Cherchi & Montadert, 1982; Rehault *et al.*, 1984; Casula *et al.*, 2001), mentre per altri la fase estensionale è successiva alla tettonica trascorrente aquitaniana (Carmignani *et al.*, 1994; 1995; Oggiano *et al.*, 1995; Funedda *et al.*, 2000).

Dopo una fase di emersione serravalliana, che determina un hiatus sedimentario evidente soprattutto nella Sardegna settentrionale (dove è marcato anche da una discordanza angolare), dal Tortoniano al Messiniano si verifica un

nuovo evento trasgressivo, caratterizzato da sedimentazione carbonatica di mare basso (3° ciclo sedimentario miocenico).

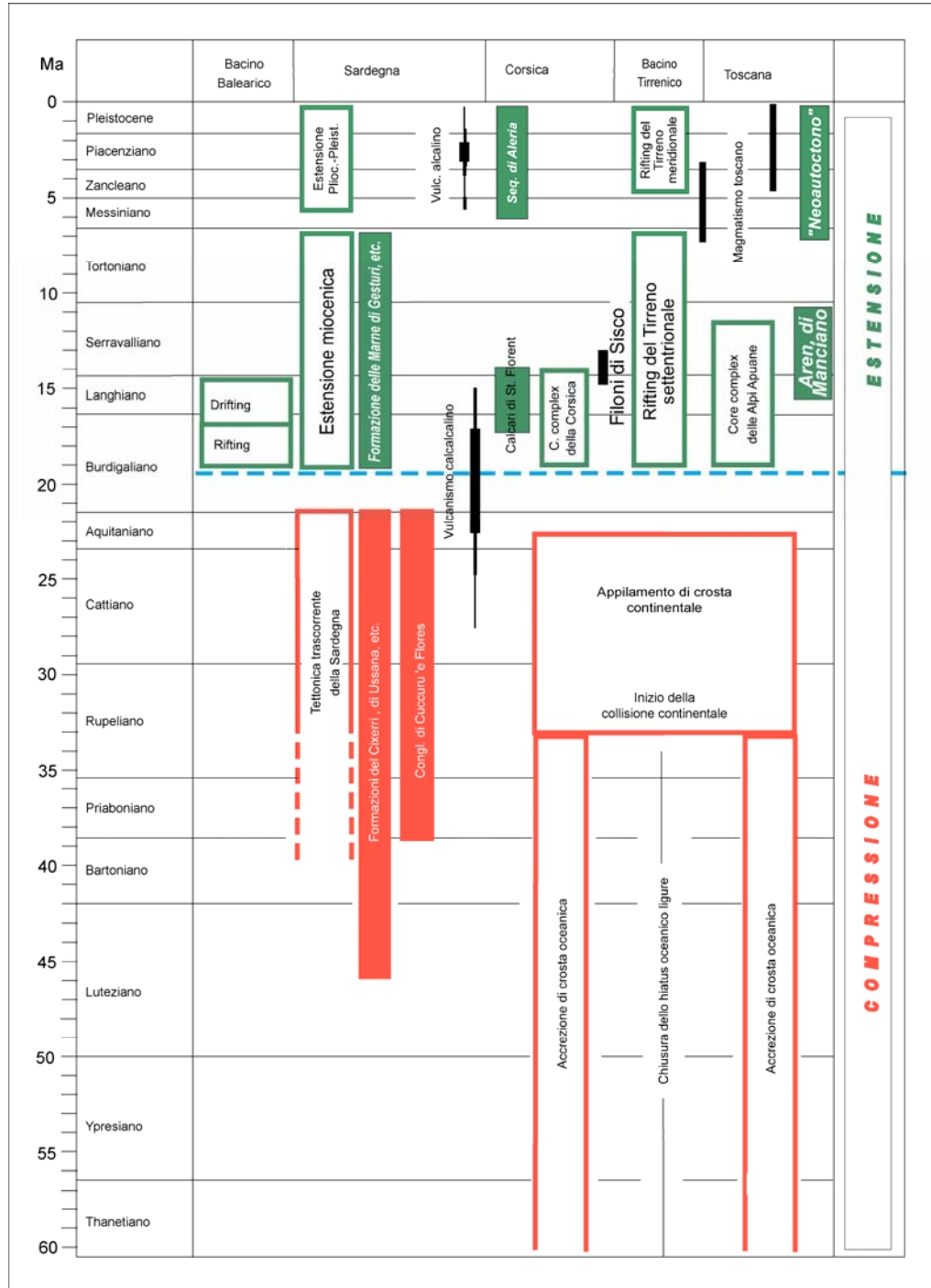


Fig. 2.2 – Principali eventi geologici cenozoici in Sardegna (da Carmignani *et al.*, 2001).

La storia geologica cenozoica della Sardegna sarà condivisa anche dalla Corsica come unica microplacca, staccatasi dall'Europa nel Burdigaliano

inferiore, in seguito all'apertura del Bacino Ligure-Provenzale, una sequenza di eventi il cui studio ha contribuito a chiarire i rapporti e la dinamica con le catene Alpina e Appenninica.

Già dagli anni 70, infatti, il Blocco Sardo-Corso viene considerato come l'avampese della Catena Alpina strutturatosi nell'Eocene, ma che a partire dall'Oligocene evolve come arco magmatico per l'inversione della subduzione (*subduction flip*) della crosta oceanica Insubrica sotto il margine europeo. La migrazione, e la contemporanea formazione del Bacino di retroarco Balearico, farà collidere questa microzolla con la Placca Apula, generando l'Appennino settentrionale, una catena a vergenza Africana.

Un'ipotesi più recente (Principi *et al.*, 1984) considera la microplacca Sardo-Corsa solo come retropaese del Nord Appennino, con unico senso di subduzione della Placca Apula sotto l'Europa a partire dal Cretaceo medio-superiore. A questa convergenza segue una collisione Oligocenica che genera una catena a doppia vergenza.

Una sintesi più aggiornata degli eventi geodinamici di questo settore del Mediterraneo è fornita da Carmignani *et al.* (1995) che evidenziano come la subduzione di crosta oceanica sotto il margine europeo sia seguita nell'Oligocene superiore-Aquitano dalla collisione che interessa la Corsica e la Sardegna settentrionale (mentre a sud continua ancora la subduzione) e come il rapido approfondimento del piano di Benjoff, a causa di un meccanismo di *roll back* verso est a cui contribuisce anche la convergenza Europa-Africa (Doglioni *et al.*, 1999), origina ad ovest il Bacino Balearico seguito dalla rotazione verso SE del Blocco Sardo-Corso e il concomitante collasso della catena.

Cronologicamente possiamo dunque individuare una tettonica trascorrente, attiva nell'Oligocene e protrattasi fino all'Aquitano, imputabile a raccorciamenti pre-rotazionali connessi con la compressione nord-appenninica che generano strutture transtensive e transpressive, sature da depositi trasgressivi del Burdigaliano superiore (Oggiano *et al.*, 1995), e una tettonica distensiva successiva associata alla rotazione del Blocco Sardo-Corso e all'apertura del Bacino Balearico (Cherchi & Montadert, 1982; Rehault *et al.*, 1984; Thomas & Gennesseaux, 1986), coeva al collasso gravitativo del cuneo orogenico della Corsica-Appennino settentrionale originato dalla collisione Europa-Apula (Carmignani *et al.*, 1995) (Fig. 2.3).

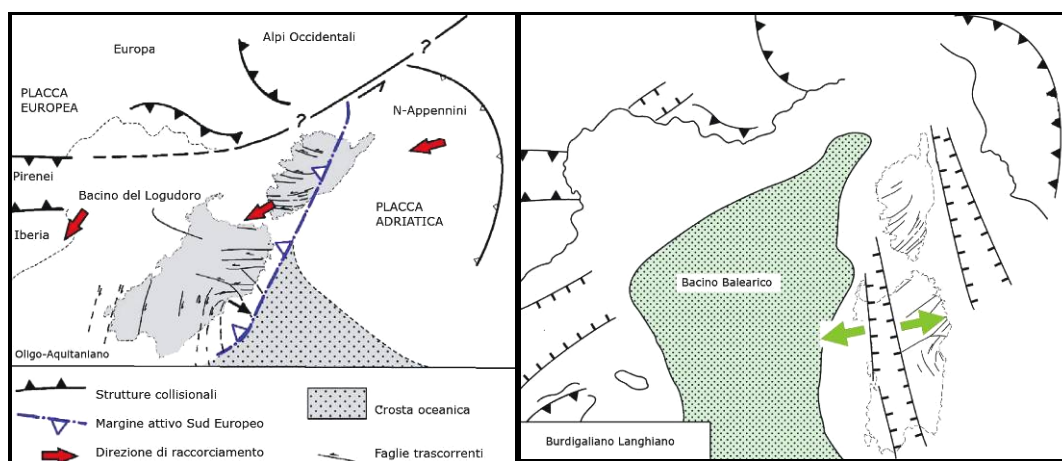


Fig 2.3: Schema geodinamico del Mediterraneo occidentale nell'Oligo-Miocene (da Carmignani *et al.*, 2001).

In Sardegna la distensione perdura anche nel Pliocene, connessa con l'apertura del Tirreno meridionale: è testimoniata dallo sprofondamento della fossa del Campidano, da una nuova fase trasgressiva locale e dalla messa in posto dei grandi espandimenti di basalti intraplacca ad affinità alcalina, subordinatamente transizionale.

2.3 – Inquadramento dell'area di studio

La zona interessata dalla prospezione mineraria oggetto di questa tesi è localizzata nella settore nord-occidentale della Sardegna, in quella regione denominata storicamente Logudoro (Fig. 2.4), ed in particolare in un territorio compreso nell'agro di Mores, Bonnanaro e Torralba (Fig. 2.5). Geograficamente quest'area è marcata dalle scarpate del plateau basaltico di Monte Austidu (o Aurtidu) che si protende a triangolo nella porzione centro meridionale, e dai contrafforti carbonatici di Monte Birisone-Tres Montes e di Cannisones, che la bordano a nord e ad ovest rispettivamente. Con quote poco superiori ai 400 m slm, il piede di questi versanti è coperto da una serie di conoidi che degradano verso un'ampia area pianeggiante (con altitudine media compresa tra 250 e 300 m slm) in cui scorrono il Riu Pizzinnu e i suoi piccoli affluenti (Riu Zarau e Riu Malis), drenando verso est la piana di Caranna e Tanca Noa, quella di Valle Ombrosa fino a Badu 'e Giaga, prima di immettere le proprie acque nel Rio Mannu di Mores, proveniente dal quadrante sud-orientale.

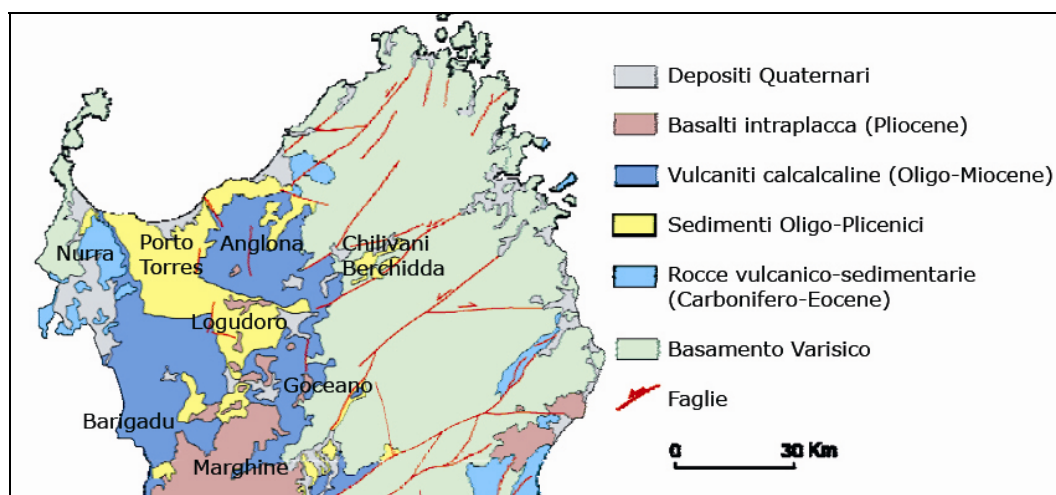


Fig 2.4: schema geologico-strutturale del Logudoro (modificato da Funedda *et al.*, 2000)

Da un punto di vista geologico questa zona è situata al margine meridionale di un semigraben ad andamento NNW (Bacino del Logudoro), che insieme al coevo Bacino di Porto Torres (Burdigaliano medio) costituisce la parte settentrionale dell'ampia struttura distensiva intracratonica terziaria (Fossa Sarda, *Auct*) evolutasi successivamente e indipendentemente dalle fosse transtensive oligo-aquitaniene presenti immediatamente ad est come il Bacino di Chilivani-Berchidda (Oggiano *et al.*, 1995) (Fig. 2.6).

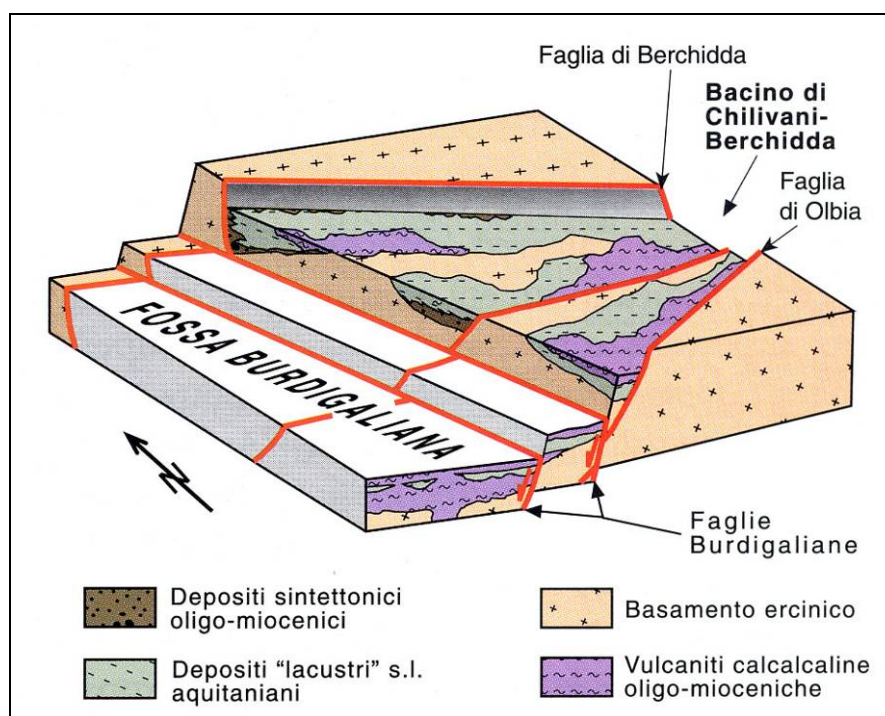


Fig 2.6: Rapporti di dipendenza tra i bacini di Chilivani-Berchidda e del Logudoro (da Oggiano *et al.*, 1995).

Il rilevamento geologico ha interessato complessivamente una superficie di circa 45 km² delimitata a nord-est dal margine sud-occidentale del sub-bacino di Ardara (Pecorini *et al.*, 1988), a est dall'*horst* di metamorfiti di Ozieri, a sud dalla faglia del Monte Sordanu-Riu Oletto, ad ovest dalle direttrici neozoiche che dislocano il blocco vulcanico di Bessude-Ittiri e a nord dalle propaggini meridionali della piattaforma carbonatica di Mores. (Fig. 2.7).

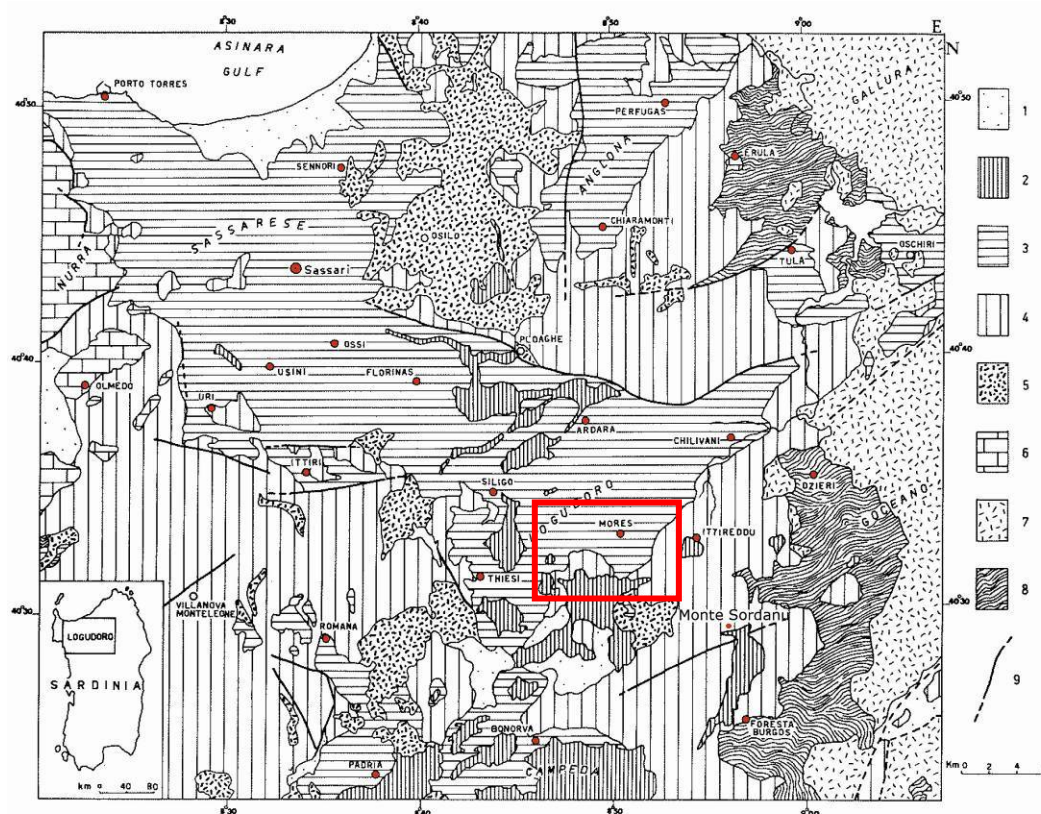


Fig 2.7: Schema geologico del Logudoro-Turritano: 1) Depositi quaternari; 2) Basalti plio-pleistocenici; 3) Sedimenti marini e sottostanti tufiti lacustri (Miocene); 4) Ignimbriti oligo-mioceniche; 5) Lave andesitiche (Oligo-Miocene); 6) Sedimenti marini (Mesozoico); 7) Graniti ercinici; 8) Metamorfiti (Paleozoico); 9) Faglie (da Pecorini *et al.*, 1988).

In questo settore una superficie volumetricamente significativa è occupata da grossi espandimenti di vulcaniti oligo-mioceniche e plio-pleistoceniche, i cui prodotti effusivi sono rappresentati da litotipi differenti messi in posto su un basamento paleozoico eroso e modellato che affiora a est ed a sud-est, non distante dalla zona studiata.

La base della sequenza vulcanica cenozoica è principalmente costituita da espandimenti basaltico-andesitici a struttura porfirica. Queste rocce sono a volte sormontate da conglomerati che rimaneggiano le stesse litologie, ma più spesso sono direttamente ricoperte da flussi piroclastici a chimismo da riodacitico a riolitico, cui si intercala un deposito epiclastico che testimonia un episodio di

quiescenza, almeno locale, nell'attività esplosiva. I flussi piroclastici, datati tra 21 ± 0.5 Ma e 19 ± 1 Ma (Lecca *et al.*, 1997), manifestano essenzialmente facies pomiceo-cineritiche, con un grado di saldatura variabile e nell'unità inferiore spesso è possibile individuare distinte unità di raffreddamento. Nell'insieme questi prodotti vulcanici mostrano una geometria asimmetrica, con spessori che diminuiscono da E verso O e giacitura che presenta una debole immersione verso NO (Cerri, 1999).

Al ciclo vulcanoclastico calcoalcalino fanno seguito le formazioni sedimentarie mioceniche di ambiente da fluvio-deltizio a marino, sigillate nei bassi strutturali dalle colate basaltiche plio-quadernarie (Fig. 2.8).

I principali lineamenti tettonici sono rappresentati da strutture trascorrenti con direzione NE-SO (Faglia di Monte Sordanu), successivamente riattivate come faglie dirette, e da un secondo sistema, subordinato, di faglie normali con direzione N-S (Ambrosetti *et al.*, 1983).

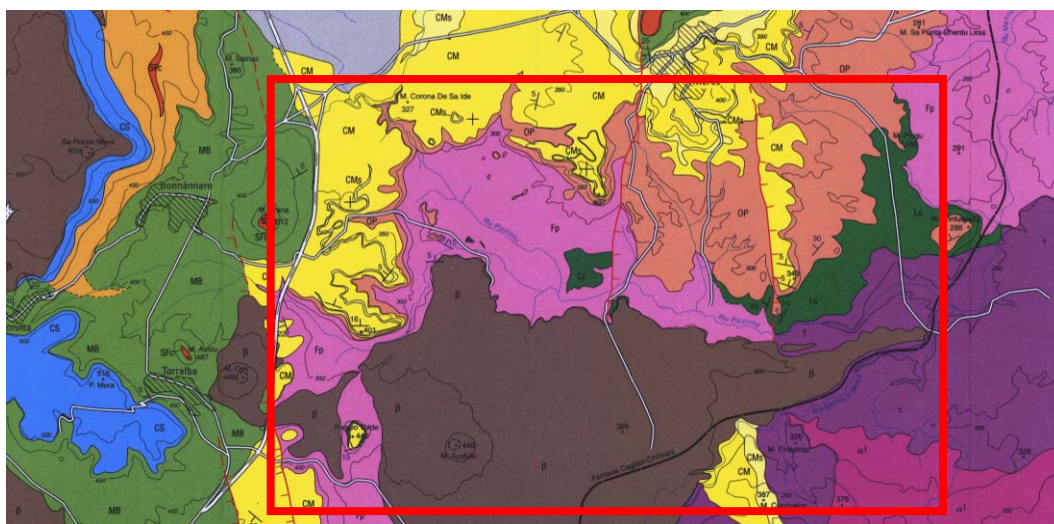


Fig 2.8: dettaglio della localizzazione dell'area di studio nello stralcio della carta geologica 1:50.000 del Logudoro (Funedda *et al.*, 2000).

3 – IL VULCANISMO

Uno degli aspetti più interessanti nella prospezione mineraria sono i prodotti e le mineralizzazioni associate alle manifestazioni dell'attività vulcanica. Queste si esplicano a seguito di processi che traggono origine all'interno del pianeta e che rendono disponibili le georisorse. Alla dinamica interna della Terra viene ricondotta la tettonica globale della litosfera cui sono legati processi cinematici, fisici e chimici indagabili sotto il profilo geofisico, geologico, mineralogico, petrografico e geochimico. I progressi ottenuti in queste discipline hanno permesso di raffinare le conoscenze circa i rapporti fra la tettonica globale, la tipologia delle manifestazioni ignee ed i minerali di interesse industriale. Esiste infatti una generale diversità fra le affinità petrogenetiche dei prodotti vulcanici associati alle diverse ambientazioni tettoniche. A titolo di grossolano esempio si citano i prodotti ignei a prevalente affinità subalcalina legati ai margini di placca litosferica, ed i prodotti a prevalente affinità alcalina legati ai contesti intra-placca. Naturalmente esistono varie eccezioni che possono denotare contesti geodinamici complessi, anche differenziati nel tempo, con il concorso di molteplici componenti alla formazione dei magmi.

La complessa evoluzione geologica che ha interessato la Sardegna durante tutto il Fanerozoico è accompagnata da manifestazioni ignee legate ad ambienti tettonici diversi, con caratteri tipici per chimismo e aspetti petrografici (Maccioni *et al.*, 1992). Sono stati riconosciuti prodotti ignei ad affinità tholeiitica di età tardo-Proterozoica (circa 950 Ma - Cappelli *et al.*, 1991), testimoni di una antica crosta oceanica consumatasi per subduzione nel corso del ciclo Ercinico, durante l'Ordoviciano. La manifestazione magmatica di superficie legata a questo

processo consiste nei prodotti ad affinità calcalcalina riconosciuti all'interno delle sequenze stratigrafiche metamorfiche della Sardegna centrale. Segue un imponente complesso plutonico-filoniano del Carbonifero superiore-Permiano, connesso alla fase distensiva succeduta alla collisione ercinica, che è affiancato da quello relativo all'evoluzione post-orogena della catena di età Carbonifero superiore-Permiano/Triassico inferiore (Carmignani *et al.*, 2001 e riferimenti bibliografici).

Dopo una lunga quiescenza perdurata per l'intero Mesozoico, una diffusa attività vulcanica si avvia nel Terziario-Quaternario in due distinti periodi. Il ciclo più antico si sviluppa tra circa 32 e 12 Ma (Beccaluva *et al.*, 1977) ed è connesso con la collisione Pirenaica e Nord-Appenninica, mentre il più recente (Pliocene-Pleistocene) è correlato all'apertura del Tirreno meridionale (Carmignani *et al.*, 2001). Le rocce di questi due cicli vulcanici appartengono alla cosiddetta Provincia Vulcanica Europea del Cenozoico, affiorante in molti distretti italiani ed europei, i cui prodotti mostrano caratteri geochemici relativamente simili a quelli sardi (Lustrino *et al.*, 2000).

Il ruolo marginale della Sardegna nelle fasi orogeniche Alpina e Appenninica rende l'Isola un importante elemento da cui attingere informazioni sugli ultimi 400 Ma di storia geodinamica della regione sud-occidentale europea.

3.1 – Il vulcanismo paleozoico e tardo-ercinico

I più antichi prodotti vulcanici riconosciuti nell'Isola sono rappresentati dal complesso magmatico metamorfico, e quindi precedente alla collisione ercinica, affiorante all'interno delle successioni paleozoiche. Di questo ciclo

vulcanico, che si sviluppa tra l'Arenigiano (Ordoviciano inferiore) e il Caradociano (Ordoviciano superiore), si conservano grandi spessori di vulcaniti che ricoprono i sedimenti cambro-ordoviciani della *Zona a Falde*. Tutti questi litotipi sono metamorfici (essenzialmente in facies degli scisti verdi; Sardegna centrale e sud-orientale) essendo stati coinvolti nella tettonica collisionale Varisica. Il magmatismo ordoviciano risulta più precoce nella zona NE del complesso metamorfico ercinico ed è costituito da una serie completa a carattere subalcalino, a chiara affinità calcalcalina. La composizione varia da riolitica ad andesitica, raramente fino a basaltica, con grande abbondanza di prodotti evoluti. Il diffuso chimismo da intermedio-basico ad acido è caratteristico delle serie orogeniche ed è attribuito, in Sardegna, ad un contesto di arco vulcanico su crosta continentale, con subduzione di crosta oceanica sotto al margine cambriano del Gondwana. La variazione del *trend* composizionale verso termini riolitici è spiegata da una migrazione verso SW dell'arco, con coinvolgimento di spessori di crosta continentale sempre maggiori e deformazione compressiva del bacino di retroarco (Sulcis-Iglesiente). Al vulcanismo di arco subentra un vulcanismo alcalino a carattere intrapacca (Ordoviciano Sup.- Siluriano Inf.) che è stato ricondotto ad una complessa dinamica litosferica che ha richiamato componenti da volumi di mantello diversi da quelli interessati dal processo subduttivo (Di Pisa *et al.*, 1991).

L'attività vulcanica cessa per circa 100 Ma, fino alla fine del Carbonifero superiore. Terminata quindi la fase collisionale, si ha la messa in posto delle masse intrusive del batolite granitico, che attualmente occupa circa un terzo della superficie della Sardegna, che dal Westfaliano sono contemporanee alle vulcaniti

tardo-paleozoiche. L'età assoluta di queste manifestazioni ricade tra 320 e 280 Ma, un lungo arco temporale di circa 40 Ma, nel quale i cambiamenti nel quadro geodinamico si riflettono sui caratteri composizionali dei vari plutoni del batolite Sardo-Corso. Per ciò che concerne il carattere composizionale delle plutoniti appartenenti al batolite sardo, esse variano da quarzodiorti fino a leucograniti a due miche. L'evoluzione post-collisionale della Catena Ercinica è legata alla tettonica estensionale connessa con il collasso gravitativo del cuneo orogenico realizzato tra il margine di tipo andino del Gondwana e la crosta della Placca Armorica, distensione che perdura nel Permiano/?Triassico inferiore con un complesso vulcanico in giacitura sia effusiva che filoniana. Si tratta prevalentemente di chimismi calcalcalini con rioliti e riodaciti, con fasi finali di filoni basici alcalini. Queste manifestazioni vulcaniche secondo alcuni autori concluderebbero il Ciclo Ercinico, mentre per altri annuncerebbero l'evoluzione con il margine continentale sud-europeo (Carmignani *et al.*, 2001 e riferimenti bibliografici).

3.2 – Il ciclo vulcanico calco-alcalino Oligo-Miocenico

Durante il Terziario, in Sardegna si sviluppa un intenso vulcanismo, riconoscibile in due distinti periodi di attività ignea. Quello dell'Oligo-Miocene (32-11 Ma) è riferibile ad un contesto compressivo di tipo orogenico. Ha affinità calcalcalina, subordinatamente tholeiitica e calcalcalina alta in potassio, correlabile ad una zona di subduzione lungo il margine continentale paleo-europeo (Beccaluva *et al.*, 1977; 1985; 1987; Coulon, 1977). Questo ciclo eruttivo è ben rappresentato da voluminosi prodotti con differenti caratteri seriali, costituiti

da una alternanza di cospicui espandimenti di lave basaltico-andesitiche e dacitiche (“Serie andesitica” *Auct.*) e di potenti coltri di flussi piroclastici a composizione da dacitica a riolitica (“Serie ignimbritica“ *Auct.*) localmente attraversati da sistemi filoniani (Fig. 3.1). Le associazioni di questi prodotti sono distribuite in tutta l’Isola e raggiungono spessori di parecchie centinaia di metri mostrando, generalmente nella parte basale della successione, le litologie più basiche. Nell’Oligocene (32-26 Ma) gli eventi magmatici sono frequentemente andesitici nella zona meridionale della zolla sarda, e tendenzialmente tholeiitici in quella settentrionale; nel Miocene inferiore (21-18 Ma), invece, nel sud Sardegna l’affinità è tholeiitica, mentre nell’area nord è calcalkalina alta in potassio fino a shoshonitica (Carmignani *et al.*, 2001).

L’origine mantellica di questi magmi (per fusione parziale lungo zone di subduzione oceanica) è supportata da dati geochimici e petrografici che indicano, inoltre, un’evoluzione da un fuso primario per frazionamento in camere magmatiche a circa 15-20 km di profondità, con possibili contaminazioni crustali (Coulon, 1977). Alcuni Autori propongono una genesi anatettica, accompagnata da fenomeni di *mixing*, per le facies più evolute della “Serie ignimbritica” *Auct* (Dostal *et al.*, 1982; Beccaluva *et al.*, 1987), non trovando però l’accordo di chi sostiene una progressiva petrogenesi per frazionamento fino a liquidi residuali (Morra *et al.*, 1994).

Il modello geodinamico di subduzione oceanica e formazione di un bacino di retroarco nello sviluppo di questo vulcanismo è ampiamente accettato; risulta ancora controversa, invece, la direzione di immersione del piano di Benioff sotto la Sardegna.

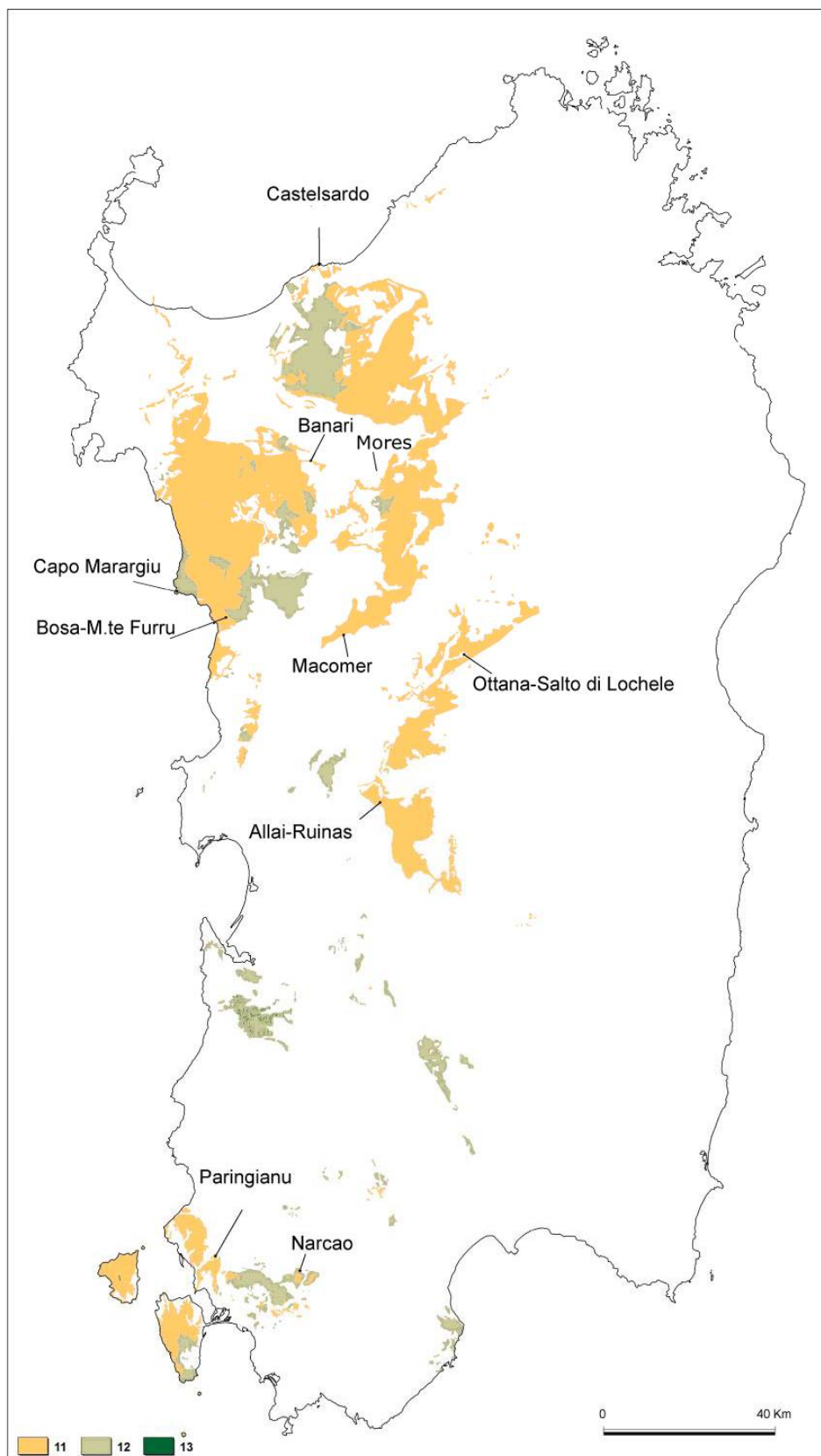


Fig. 3.1 – Affioramenti delle vulcaniti Oligo-Mioceniche: (11) rioliti; (12) andesiti; (13) filoni (Carmignani *et al.*, 2001)

Alcuni Autori (Beccaluva *et al.*, 1987; 1994) propongono che il vulcanismo calcalcalino sia connesso con una subduzione di litosfera oceanica lungo il margine paleo-europeo inizialmente con direzione N-NW. I prodotti precoci sono rappresentati dalle quarzo-dioriti subvulcaniche di Calabona-Alghero ad affinità tholeitica di arco (Giraud *et al.*, 1979), seguiti da una zonazione magmatica tra nord e sud con prodotti tholeitici/calcalcalini nella Sardegna meridionale (Brotzu *et al.*, 1997) e calcalcalini alti in K/shoshonitici in quella settentrionale (Mameli, 2000). Questa differenziazione è giustificata da un approfondimento della litosfera subdotta verso nord tra 21-18 Ma, unitamente a dati geocronologici, paleomagnetici e geologici, che la correlano con la formazione del bacino di retro-arco Ligure-Provenzale e al conseguente distacco del blocco Sardo-Corso. La migrazione della subduzione perdura nel Plio-Quaternario verso est spostando progressivamente il vulcanismo orogenico verso le Eolie, la Campania e parte meridionale del Tirreno.

Un modello evolutivo alternativo per l'area compresa tra la regione nord-appenninica, la Corsica-Sardegna e la Provenza (Carmignani *et al.*, 1995) prevede una convergenza della Placca Apula con subduzione di litosfera oceanica al di sotto del margine europeo a partire dal tardo Cretaceo, seguita nell'Oligocene da collisione continentale e dallo sviluppo di zone di taglio ensialiche fino al tardo Oligocene-Aquitano. A partire dal Burdigaliano l'estensione post-collisionale porta alla formazione del Bacino Balearico e a quello del Tirreno settentrionale, con la successiva rotazione della placca Sardo-Corsa (Fig. 3.2).

La tettonica trascorrente oligo-aquitana e la successiva distensione burdigaliana risultano associati al vulcanismo calcalcalino (Oggiano *et al.*, 1995;

Carmignani *et al.*, 2001) e la rapida evoluzione temporale di questi prodotti nel nord dell'Isola, evidente in Anglona con il passaggio da termini calcareali a calcareali alti in potassio fino a shoshonitici (Mameli, 2000), si accordano con un rapido approfondimento del piano di Benioff in corrispondenza della Sardegna settentrionale derivante dal *roll back* verso est dello *slab* oceanico conseguente alla collisione (Oggiano, 1997).

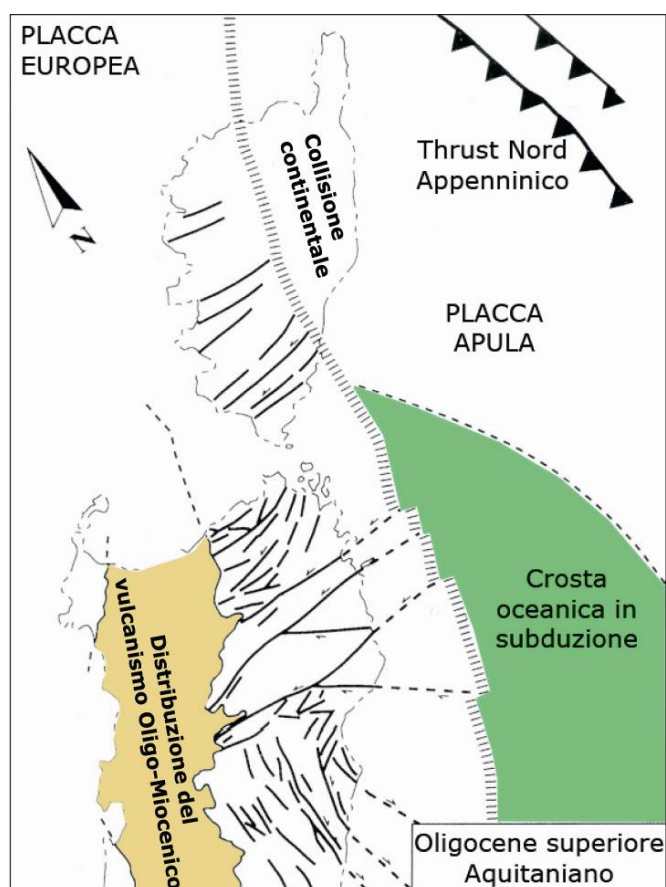


Fig. 3.2: Schema geodinamico ipotetico per la Sardegna centro-settentrionale, la Corsica e il Nord-Appennino (modificato da Pasci, 1997).

Infine, Casula *et al.* (2001) hanno proposto uno schema evolutivo basato su profili sismici a terra e a mare, che vede il Rift Sardo associato ad un più vasto sistema estensionale che coinvolge un'ampia area europea, dal nord della Germania alla Spagna, e attivo durante l'Oligocene-Aquitano.

L'inquadramento cronologico dell'attività vulcanica cenozoica viene fornita dai dati radiometrici e paleomagnetici acquisiti sulle vulcaniti sarde, già a partire dagli anni '70 (Coulon *et al.*, 1974; Coulon, 1977; Savelli *et al.*, 1979; Montigny *et al.*, 1981; Beccaluva *et al.*, 1985; Todesco & Vigliotti, 1993; Vigliotti & Langenheim, 1995).

Le datatazioni fanno riferimento ad un intervallo compreso complessivamente tra 34 e 13 Ma, con un acme tra 21 e 18 Ma, anche se recenti indagini isotopiche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Lustrino *et al.*, 2008) anticipano l'attività magmatica all'Eocene superiore (38 Ma) e posticipano la messa in posto degli ultimi prodotti ad affinità orogenica al Miocene medio (12 Ma).

I dati paleomagnetici della Sardegna e della Corsica indicano che le due Isole hanno subito due fasi di rotazione antioraria di circa 30°-35° ciascuna: una più antica durante il Mesozoico (dovuta probabilmente all'apertura del Golfo di Biscaglia nel Cretacico inferiore) e una più recente nel Neogene (dovuta alla deriva verso SE nel Miocene inferiore-medio) (Speranza, 1999). Per quanto riguarda quest'ultima rotazione, i dati a disposizione sui litotipi vulcanici sono discordanti e non consentono di definirne velocità e tempi.

3.3 – Il ciclo vulcanico intraplacca del Pliocene-Quaternario

Con la deriva miocenica verso sud-est, la Sardegna si colloca nell'attuale posizione al centro del Mediterraneo occidentale, a chiudere verso ovest il bacino oceanico del Mar Tirreno meridionale. Proprio in relazione ai fenomeni distensivi connessi all'apertura di questo piccolo bacino Neogenico-Quaternario, dopo una stasi del magmatismo di circa 10 Ma, nell'Isola si sviluppa un nuovo ciclo

vulcanico di età plio-pleistocenica con la formazione di prodotti con caratteri geochimici di intraplacca, costituiti essenzialmente da lave basaltiche da alcaline ad alcalino-transizionali e subalcaline (Lustrino *et al.*, 2002).

Le manifestazioni vulcaniche riguardano diversi settori del blocco sardo: inizialmente (5.3 Ma) hanno interessato la Sardegna sud-orientale (Capo Ferrato), per migrare verso le aree centro-meridionali e occidentali (Marmilla-Planargia) e concludersi, infine, in quelle settentrionali (Logudoro-Meilogu) dove si registra l'attività vulcanica più recente (0.9-0.14 Ma) (Beccaluva *et al.*, 1977). Le colate post-elveziane sono prevalentemente allineate lungo direttrici tettoniche regionali ereditate dalla dinamica trascorrente terziaria, con orientazione sub-meridiana e anche NE-SW, e l'alimentazione di questi centri di emissione è decisamente fessurale, associata a piccoli coni di scorie ed ad ampi plateaux basaltici. L'evoluzione magmatica delle vulcaniti plio-quadernarie è relativamente breve, con effusioni tranquille, e semplice, incontrando una certa uniformità nel chimismo e nell'affinità composizionale. Le rocce basiche sono i prodotti arealmente più abbondanti: nelle aree centro-meridionali e negli estesi plateaux di Abbasanta e Campeda sono eruttati generalmente i tipi subalcalini, mentre negli scudi del Logudoro prevalgono i basalti alcalini (Carmignani *et al.*, 2001).

Associati alle lave alcaline plio-quadernarie si rinvengono xenoliti ultrabasici di derivazione mantellica che talora rappresentano una frazione abbondante della massa eruttiva (Brotzu *et al.*, 1970).

Riguardo le indagini paleomagnetiche le vulcaniti plio-quadernarie della Sardegna non registrano alcuna variazione rispetto al campo magnetico attuale (Coulon, 1997).

4 – STUDI GEOLOGICI PRECEDENTI

I primi dati reperibili in letteratura sulle vulcaniti del Logudoro risalgono alla metà dell'800 e sono ad opera di La Marmora (1857), che indicò il ciclo vulcanico affiorante in questa regione come “*Trachiti antiche*” pre-elveziane, mentre si dovrà attendere quasi un secolo per studi strettamente geologici su queste sequenze, in cui Jacobacci (1953) nell'ambito dei rilevamenti del Foglio N°193 “Bonorva” della Carta Geologica d'Italia, delineò una prima stratigrafia della successione vulcanica terziaria, distinguendo una *Serie effusiva inferiore* e una *Serie effusiva superiore*. Successivamente la stratigrafia delle vulcaniti oligo-mioceniche fu perfezionata da Deriu (1962) che suddivise la sequenza di prodotti effusivi in quattro principali formazioni denominate, a partire dal basso, *Andesitoide inferiore* ($\alpha 1$), *Trachitoide inferiore* ($\tau 1$), *Andesitoide superiore* ($\alpha 2$) e *Trachitoide superiore* ($\tau 2$).

Si devono a Coulon (1977), invece, gli approfondimenti che presero in considerazione aspetti petrochimici e petrologici, oltre che cronologici, confermando sostanzialmente la stratigrafia proposta da Deriu ma rilevando l'esistenza di una terza sequenza andesitica (non presente nell'area di ricerca). La stratigrafia da lui proposta è costituita quindi da 5 raggruppamenti, che dalla base vengono indicati come:

- *Serie Andesitica Inferiore (SA1)*, costituita da lave di composizione da basaltica ad andesitica, in domi e colate, e subordinati prodotti piroclastici; la potenza in affioramento è di circa 200 m e rappresenta la prima successione eruttiva del ciclo oligo-miocenico.

- *Serie Ignimbratica Inferiore (SII)*, rappresentata da depositi di flusso piroclastico per una potenza complessiva dell'ordine dei 500 m, a cui appartengono i prodotti arealmente più diffusi della Sardegna occidentale.
- *Serie Andesitica Superiore (SA2)*: si tratta di lave da basaltiche ad andesitiche prevalentemente in colate, per spessori complessivi intorno a 50 m.
- *Serie Ignimbratica Superiore (SI2)*: è costituita da prodotti di flusso piroclastico con modalità di messa in posto simili alla *SII* ma arealmente e volumetricamente più limitati (spessori osservabili fino a 200 m), preceduti da lave da dacitiche a riolitiche in domi.
- *Serie "Andesitica" Terminale (SA3)*. Questa successione è costituita da lave di composizione da andesitica a riolitica, con età comprese tra 14.3 Ma e 13.3 Ma (Coulon *et al.*, 1974).

Negli anni '80 gli studi si sono invece concentrati sulla caratterizzazione geochemica e radiometrica dei litotipi, da cui deriva la realizzazione di una cartografia del vulcanesimo che distingue cronologicamente gli eventi cenozoici dell'area (Beccaluva *et al.*, 1981).

Nel 1988 Assorgia *et al.*, seguendo gli schemi classificativi adottati dagli Autori precedenti, riconoscono in una parte del Logudoro, e in particolare nei territori di Giave e Cossine, la mancanza della *Serie Ignimbratica Inferiore* e individuano una zonazione verticale dei prodotti della *SI2*, con: (1) una base poco saldata con frammenti iso-orientati; (2) una porzione centrale saldata; (3) una porzione sommitale nuovamente poco saldata ma ricca in pomici, cui seguono dei conglomerati continentali inseriti come formazione fluvio-lacustre al di sotto della successione marina.

Nello stesso periodo, Pecorini *et al.* (1988) intrapresero uno studio gravimetrico nella Sardegna settentrionale, comprendendo l'area di studio e le zone limitrofe, con il quale evidenziarono una suddivisione in sub-bacini (Ardara, Chilivani e Sassari) e un minimo gravimetrico poco a nord di Mores, in corrispondenza del quale si troverebbero i maggiori volumi di vulcaniti.

Odin *et al.* (1994) riconoscono a scala regionale le unità vulcaniche proposte da Coulon, mentre con uno studio di dettaglio sui litotipi vulcanici nel settore di Monte Zuighe, prossimo al limite orientale dell'area della presente ricerca, Tilocca & Sistu (1994) confermano l'attribuzione delle piroclastiti alla *Serie Ignimbratica Superiore*. Essi inoltre distinguono sul terreno zone di alterazione sia argillica che potassica, oltre ad una silicizzazione, riconoscendo la presenza di un sistema epitermale, analogo ad altri riconosciuti in diverse zone dell'Isola (Garbarino *et al.*, 1991), che ha determinato anche la zeolitizzazione di alcuni livelli piroclastici.

Nella revisione del vulcanismo oligo-miocenico della Sardegna pubblicata nel 1997, Lecca *et al.* individuano nel Logudoro l'area chiave per la comprensione delle complicate relazioni tra il complesso vulcanico e le coperture sedimentarie marine. Per l'area di Mores riconoscono nei prodotti di questa attività magmatica tre principali unità stratigrafiche che dal basso verso l'alto sono rappresentati da:

- duomi andesitici e flussi di lave (Monte Cuguttada).
- una potente sequenza di depositi di flusso piroclastico fortemente saldati, alternati a sottili livelli di *surge* e di flussi piroclastici poco saldati (con locali lenti fluvio-lacustri).

- depositi di flusso pomiceo-cineritici che verso l'alto sfumano in lenti più saldate.

In questo studio viene riconosciuta inoltre l'*unconformity* sull'unità vulcanica dei depositi lacustri che gradano verso l'altro in conglomerati continentali, per essere seguiti da sedimenti marini epicontinentali.

Nella carta 1:50.000 del Logudoro-Meilogu (Fig. 4.1), Funedda *et al.* (2000) delineano con maggior dettaglio la stratigrafia e l'evoluzione di questo bacino intracratonico che a partire dal Burdigaliano superiore vede i terreni vulcanici interessati da un evento trasgressivo, rilevabile peraltro in altre zone dell'Isola, che porta al colmamento di questo *half-graben* con due sequenze sedimentarie principali (Mazzei & Oggiano, 1990; Martini *et al.*, 1992). Lo stesso anno Barca *et al.* (2000) pubblicano un inquadramento cronobiostratigrafico di una parte del bacino compresa tra Bonorva e Codrongianus.

Edel *et al.* (2001), in base agli spessori delle ignimbriti e dei depositi conglomeratici, propongono un carattere sintettonico del bacino e quindi una contemporaneità dell'attività vulcanica e trasgressiva in condizioni di subsidenza.

Più recentemente Cerri & Oggiano (2002) individuano, nell'area ad est contigua a quella in studio, prodotti epiclastici (*epiclastite di Badu 'e Giaga*) intercalati alle piroclastiti pomiceo-cineritiche attribuite alla *Serie Ignimbratica Superiore*, attestanti una stasi significativa nell'attività vulcanica, e pubblicano una cartografia 1:25.000.

Sau *et al.* (2005), invece, studiando la strutturazione e l'evoluzione dei sub-bacini di Ardara e Bonorva correlano la fase di quiescenza vulcanica ad una provenienza da differenti serbatoi magmatici alto-crustali lungo faglie attive in un

contesto transtensionale-estensionale, attribuendo cronologicamente il riempimento vulcano-sedimentario alla seconda fase di *rifting* sardo come anticipazione della dinamica estensionale tirrenica per migrazione verso est della subduzione.

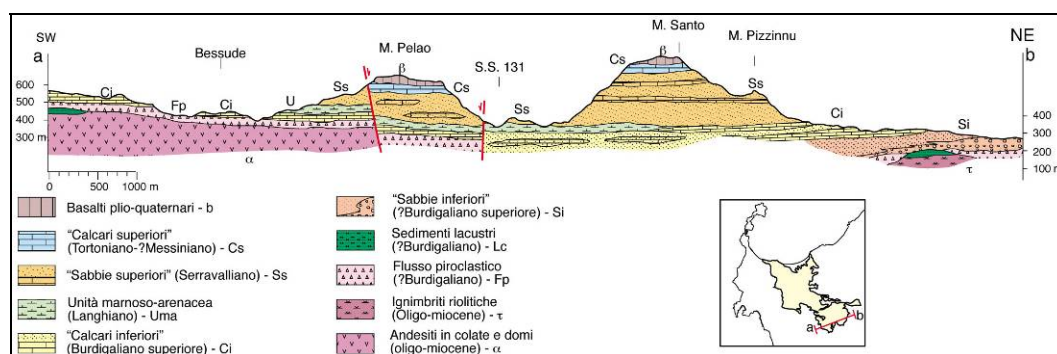


Fig. 4.1 - Sezione geologica del bacino del Logudoro (da Funedda *et al.*, 2000).

Per ciò che concerne la prospezione e lo studio dei litotipi zeolitizzati, già all'inizio del 900, ed in seguito anche da Deriu (1962), questo tipo di mineralizzazioni secondarie sono state attribuite in tutti i termini che caratterizzano il vulcanismo terziario a locali fenomeni di alterazione; anche Coulon (1977) riporta la presenza di heulandite nelle ignimbriti più coerenti come prodotto di segregazione pneumatolitica nelle parti vetrose. L'interesse nei confronti delle zeoliti è però cresciuto solo dopo il 1950, ed in particolare negli ultimi 30 anni, in concomitanza con l'applicazione di questi minerali ad alcuni processi industriali (Colella *et al.*, 1991).

La prima rassegna dettagliata delle zeoliti presenti in Sardegna è firmata da Alberti (1986), ed elenca segnalazioni e caratteri di 21 specie di zeoliti idrotermali, non costituenti però georisorsa. Anche i litotipi zeolitizzati individuati negli anni '80 durante una ricerca condotta nella zona meridionale dell'Isola per conto dell'Ente Minerario Sardo non assurgevano al rango di georisorsa

(de'Gennaro *et al.*, 1996). Entrambi gli studi tuttavia non escludevano la possibilità di reperire giacimenti di interesse industriale in altre aree della Sardegna.

A partire dagli anni '90 sono state identificate in Sardegna varie aree zeolitizzate prevalentemente a clinoptilolite, subordinatamente a mordenite ed analcime (Ghiara *et al.*, 1999; Langella *et al.*, 1999; Palomba *et al.*, 2006). Più in dettaglio, le zone nelle quali queste fasi sono state identificate sono l'Anglona (Ghiara *et al.*; 1995; Cara *et al.*, 1996; de'Gennaro *et al.*, 1998), il Logudoro-Goceano (Tilocca & Sistu, 1994; de'Gennaro *et al.*, 1995; Ghiara *et al.*, 1997; Cerri *et al.*, 1998, 2001; Langella *et al.*, 1999; Morbidelli *et al.*, 1999; Cappelletti *et al.*, 2000; Lonis *et al.*, 2002; Cerri & Mamei, 2004), la Planargia (de'Gennaro *et al.*, 1995) e la zona centrale della Sardegna nelle aree Sarcidano-Marmilla e Nureci-Fordongianus (Ghiara *et al.*, 1997; de'Gennaro *et al.*, 1998; Cappelletti *et al.*, 1999; 2000; Brotzu *et al.*, 2006). Ai settori elencati vengono ascritte genesi differenti che spesso trovano accordo tra i vari Autori solo per il protolite a carico del quale è avvenuta la cristallizzazione. E' interessante rilevare che prima degli anni '90 la clinoptilolite era stata segnalata solo a Capo Marargiu (Calanchi *et al.*, 1980).

Al primo lavoro focalizzato sulle zeoliti del Logudoro (de'Gennaro *et al.*, 1995), in cui viene segnalata la clinoptilolite come componente fondamentale sia in litotipi piroclastici che sedimentari, segue una sintesi delle conoscenze nella rassegna delle rocce zeolitizzate italiane d'interesse industriale (de Gennaro & Langella, 1996). La maggior parte degli studi successivi incentrati sulle zeoliti in Sardegna sono rivolti all'elaborazione di una successione stratigrafica dei depositi

e alla caratterizzazione mineralogica e petrografica delle formazioni, ponendo particolare attenzione alla genesi delle fasi autigene e alla valutazione quantitativa del tenore di zeolite in particolare, e delle altre fasi mineralogiche potenzialmente suscettibili di coltivazione quali feldspati e fillosilicati.

Sulla base delle ricerche condotte a partire dalla prima segnalazione emerge che la clinoptilolite del Logudoro si è formata nei termini acidi delle vulcanoclastiti Oligo-Mioceniche, ossia flussi piroclastici ed epiclastiti ad essi intercalate, per alterazione della componente vetrosa (Morbidelli *et al.*, 1999; 2001; Cerri, 2000; Cerri *et al.*, 2001). Per quanto concerne la tempistica della mineralizzazione, così come riguardo l'origine e la geochimica dei fluidi che l'avrebbero causata, sono stati proposti scenari differenti. Secondo Morbidelli *et al.* (1999; 2001) la zeolitizzazione dei flussi piroclastici è sin-deposizionale, ad opera di fluidi intrappolati nelle pomice (1999) e/o fluidi juvenili (1999) o connati (2001), mentre la mineralizzazione nelle intercalazioni epiclastiche e nei *surges* è post-deposizionale e dovuta all'apporto di fluidi esterni (1999; 2001). Secondo un altro modello (Cerri, 2000; Cerri *et al.*, 2001) la zeolitizzazione è post-deposizionale ed è dovuta all'azione di fluidi idrotermali e debolmente alcalini, veicolati principalmente lungo le discontinuità strutturali, che interessano simultaneamente i depositi di flusso piroclastico e l'unità epiclastica intercalata.

La struttura di due clinoptiloliti del Logudoro è stata oggetto di raffinamenti strutturali in luce di Sincrotrone (Cappelletti *et al.*, 1999).

Analisi mineralogiche quantitative del tenore in zeolite sono state eseguite in diversi affioramenti del Logudoro (Langella *et al.*, 1999; Morbidelli *et al.*, 1999; 2001; Cerri, 2000; Cappelletti *et al.*, 2000), anche su carotaggi (Lonis *et al.*,

2002): i tenori più elevati raggiungono l'80%. In un confronto eseguito nell'area di *Badu 'e Giaga* (Fig. 4.2) si è riscontrato che nell'unità epiclastica la zeolitizzazione è mediamente più intensa (64% vs. 45%) ed uniforme rispetto all'unità piroclastica adiacente (Cappelletti *et al.*, 2000).

La valutazione tecnologica di questi litotipi ha preso in considerazione determinazioni della capacità di scambio cationico (Cappelletti *et al.*, 2000; Cerri *et al.*, 2002), analisi termo-differenziali (Cappelletti *et al.*, 2000; Cerri *et al.*, 2001; Langella *et al.*, 2003) e determinazioni della resistenza a trattamenti termici di forme sia naturali che scambiate (Langella *et al.*, 2003). In altri studi sono state realizzate le isoterme di scambio nei confronti di alcuni cationi metallici nocivi (Langella *et al.*, 2000).

Le rocce zeolitizzate a clinoptilolite del Logudoro hanno fornito validi risultati in ricerche mirate a testarne le possibilità di impiego in campo ceramico (de'Gennaro *et al.*, 2003; 2007), nella produzione di aggregati leggeri espansi (de'Gennaro *et al.*, 2004) e in applicazioni biomedicali (Cerri *et al.*, 2004; Bonferoni *et al.*, 2007).

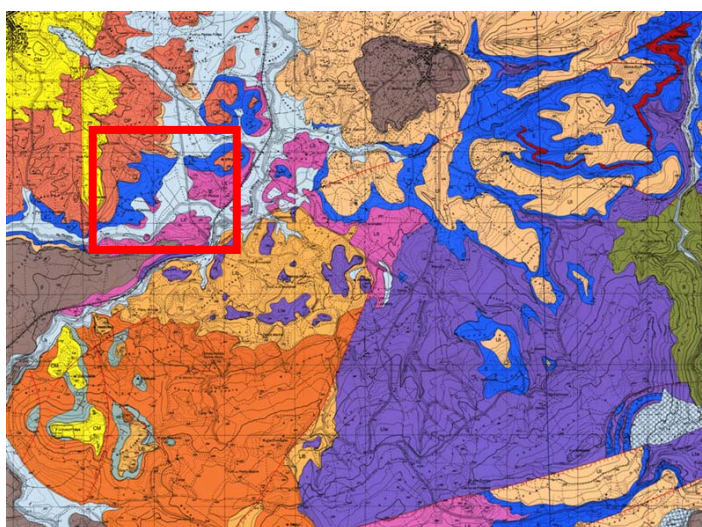


Fig. 4.2 – Badu 'e Giaga nella carta 1:25.000 del Logudoro orientale (da Cerri & Oggiano, 2002).

5 – LA PROSPEZIONE

La prospezione mineraria di litotipi zeolitizzati nel Logudoro orientale si è basata sull'analisi stratigrafica dell'area vulcanica compresa nell'agro di Mores, Bonnanaro e Torralba (F° 480 – Bonorva), attraverso un rilevamento geologico di dettaglio che ha interessato complessivamente una superficie di circa 45 km². In base agli elementi raccolti durante la campagna di rilevamento geologico, e alla loro analisi critica, è stato prodotto una carta geologica allegata alla presente che riassume l'evoluzione della zona. In parallelo alla ricostruzione stratigrafica e all'individuazione delle principali lineazioni tettoniche, le indagini di *routine* sul terreno sono state integrate con misure geoelettriche *in situ*, sperimentando l'applicazione di alcuni metodi geofisici alla giacimentologia.

5.1 – Stratigrafia

Il rilevamento geologico dell'area di studio è stato condotto utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Regionale della Sardegna scala 1:10.000 e focalizzando l'interesse sulle litologie vulcaniche per le quali il Servizio Geologico Nazionale raccomanda, al pari di quelle sedimentarie, una cartografia per quanto possibile basata sull'applicazione delle regole standard di classificazione delle *Unità stratigrafiche a limiti inconformi* (UBSU – *Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*) (Servizio Geologico Nazionale, 1992). Questo approccio permette di fornire un quadro di sintesi sull'evoluzione dei complessi vulcanici e di correlare successioni litostratigrafiche affioranti in aree differenti delimitate dalle stesse superfici di inconformità. Se questo tipo di classificazione è di facile applicabilità nel caso dei prodotti del vulcanismo

recente, permettendo di discriminare cronologicamente periodi di attività e di costruzione dei centri vulcanici da quelli di quiescenza, questo metodo pone non pochi limiti per quanto concerne il vulcanismo antico, in cui la geometria dei corpi eruttivi è stata modificata dagli agenti esogeni e da successivi cicli vulcanico-sedimentari.

Nell'area di studio appare particolarmente difficile riconoscere una zonazione verticale all'interno della successione di piroclastiti che risulta prevalentemente costituita da prodotti di tipo *pumice and ash flow* a vario grado di saldatura con intercalazioni di materiale vulcanico rimaneggiato in ambiente fluvio-lacustre, i cui spessori di frequente non sono risolvibili cartograficamente. In questo complesso, le discontinuità litologiche presenti sono imputabili principalmente a modalità di raffreddamento differenti (Smith, 1960) e solo in minor misura a variazioni composizionali riconducibili a unità deposizionali distinte.

Utilizzato in parallelo unità di tipo e gerarchia differente (UBSU e litostratigrafiche) e ordinando in gruppi informali i litotipi caratterizzati da omogeneità di facies e discreta continuità laterale, anche se rispecchianti modalità deposizionali e di raffreddamento diversi, è stato tuttavia possibile ricostruire la successione litostratigrafica e comprendere le relazioni con gli eventi regionali. Con l'accorpamento di rocce legate sia geneticamente che cronologicamente delimitate da superfici di discontinuità significative a scala regionale, nell'area Mores-Bonnanaro-Torralba sono stati riconosciuti cinque supersintemi (marcati da quattro inconformità di primo ordine documentabili in tutta la Sardegna: UI, UII, UIII, UIV), due di ambiente sedimentario, relativi alla trasgressione marina

miocenica e ai depositi continentali quaternari, e tre corrispondenti alla suddivisione classica del vulcanismo sardo dei prodotti effusivi e piroclastici cenozoici e precisamente: *Serie Andesitica Inferiore*, *Serie Ignimbratica Superiore*, *Serie Alcalina Intraplacca* (Fig. 5.1). Solo nel caso dei supersintemi stratigraficamente intermedi compresi tra le inconformità UI, UII e UIII è stato possibile individuare una serie di sintemi, delimitati da discontinuità di secondo ordine (Us1, Us2, Us3, Us4), importanti ma di portata minore e non tracciabili a scala regionale. È stato inoltre possibile differenziare due inconformità di terzo ordine di significato locale (Usa, Usb) e descrivere i corrispondenti tre subsintemi.

Le unità relative a questo settore del Logudoro orientale vengono riportate qui di seguito a partire da quelle più antiche, schematizzandole per continuità secondo quanto proposto nella letteratura recente (Cerri & Oggiano, 2002) in modo da marcare differenze e omogeneità di facies.

5.1.1 – Complesso vulcanico oligo-miocenico

Complesso Andesitico di Monte Umulu

Il complesso andesitico di Monte Umulu è costituito da basalti attribuiti alla αI nel F° 193 “Bonorva” (Jacobacci, 1959) e alla *Serie Andesitica inferiore* (SAI) (Coulon, 1977). Nonostante le UBSU possano essere istituite solo nei casi in cui limiti inconformi inferiore e superiore siano entrambi oggettivamente osservabili, inseriamo questa unità stratigrafica informale nel Supersintema di Monte Cuguttada. L’inconformità basale infatti non affiora nell’area studiata ma è rappresentata dal basamento paleozoico e ben documentata nel resto dell’Isola. Superiormente questo supersintema è delimitato dall’inconformità di primo ordine

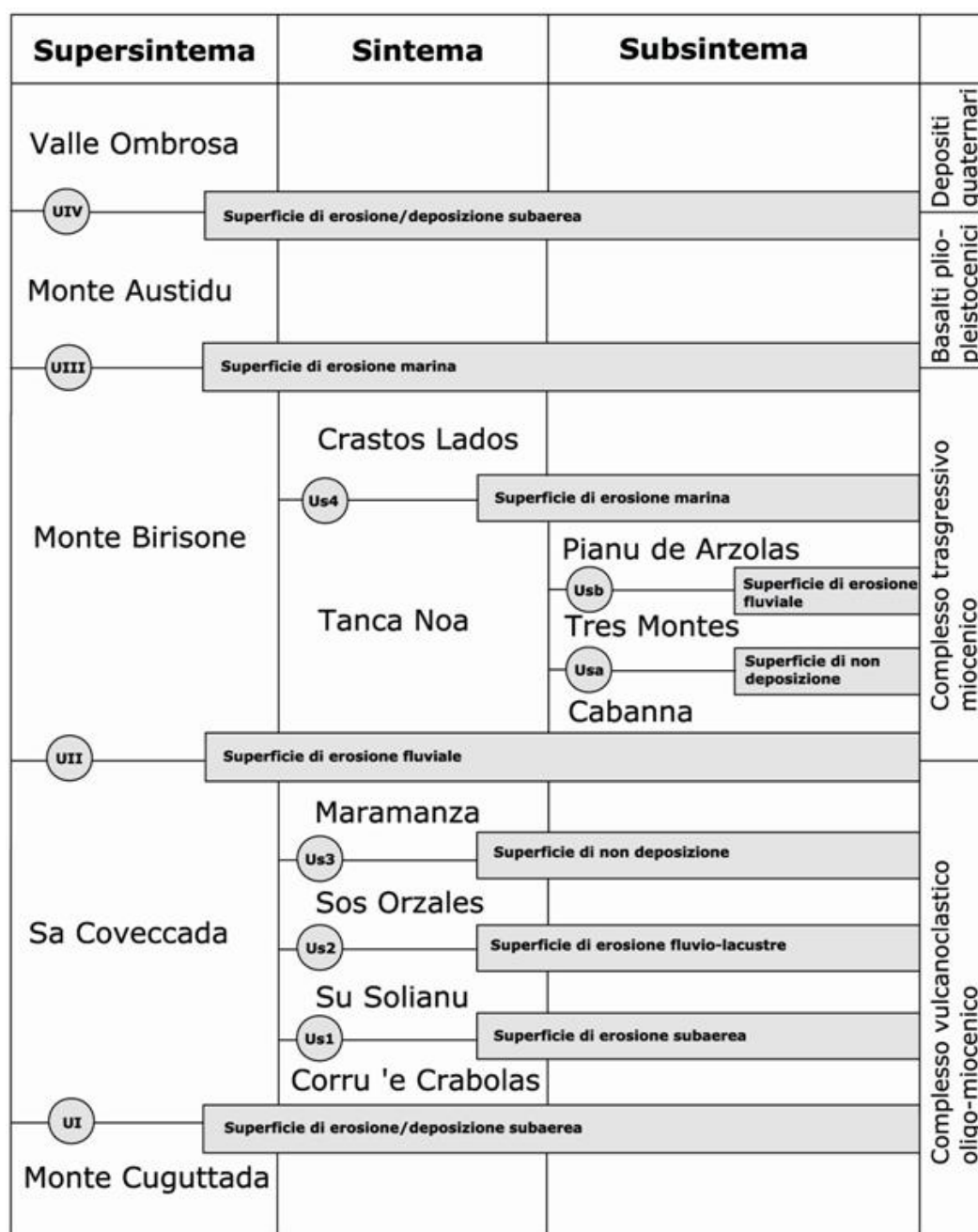


Fig. 5.1: rappresentazione schematica delle principali unità sintemiche.

UI, una superficie di erosione subaerea rappresentata dal contatto tra le lave appartenenti a questo complesso e i depositi vulcano-clastici del Supersintema Sa Coveccada. L'unità affiora in maniera pressochè continua nel settore sud, al limite dell'area investigata, dalla base orientale di Monte Cuccuajos fino a Meddaris. Si

tratta di espandimenti lavici, caratterizzati da colorazione grigio scura, ma spesso mostrano esfoliazione cipollare arrossata e intensa alterazione che produce una colorazione verdastra (propilitizzazione). La struttura a scala mesoscopica è porfirica per fenocristalli plurimillimetrici di augite e di plagioclasio con numerosi *vugs* e vene riempiti da minerali idrotermali quali quarzo, calcedonio, calcite, e zeoliti (Fig. 5.2). Tra le fasi appartenenti a quest'ultimo gruppo è stata riscontrata la presenza di analcime in cristalli centimetrici euedrali e di natrolite in amigdali. L'età di queste rocce è indicata in 22.1 ± 1.3 Ma (Lecca *et al.*, 1997) e rappresentano i litotipi più antichi affioranti nell'area di studio.

Conglomerati di Monte Umulu

I depositi clastici derivati dalla sedimentazione dei prodotti di smantellamento del complesso andesitico costituiscono il Sintema Corru 'e Crabolas il cui limite inferiore è dato dall'inconformità di primo ordine UI già descritta prima e che chiude il ciclo andesitico, mentre quello superiore è definito dall'inconformità di secondo ordine Us1, una superficie di erosione e non deposizione che anticipa la messa in posto dei prodotti piroclastici della *Serie Ignimbratica Superiore*. La Us1 è rappresentata sul terreno dal contatto in sovrapposizione stratigrafica tra i conglomerati di Monte Umulu e quelli vulcanici del Sintema Su Solianu ben esposto a Monte Inistras. Questo sintema è costituito in prevalenza da conglomerati arrossati, in spessori ridotti, compresi tra 1 e 5 m, ad elementi a granulometria variabile da arenitica a micro-conglomeratica (da *angular* a *sub-rounded*), che rimaneggiano andesiti e basalti (Fig. 5.3). La stratificazione di questi conglomerati è evidente nei livelli più fini che presentano



Fig. 5.2: i basalti augitici di Monte Cuguttada con i caratteristici *vugs*.



Fig. 5.3: il livello conglomeratico di Monte Umulu.

una marcata laminazione e un cemento secondario a calcite ed analcime, mentre le granulometrie maggiori non mostrano organizzazione interna, sono prive di una gradazione evidente e risultano matrice-sostenute.

Ignimbrite inferiore

L'ignimbrite inferiore costituisce il Sintema Su Solianu, definito da due inconformità di secondo ordine, Us1 e Us2. Quest'ultima è una superficie erosiva fluvio-lacustre definita da discordanza angolare e quindi corrispondente ad una tettonica attiva durante una stasi dell'attività vulcanica nella *Serie Ignimbritica Superiore Auct.*. L'evidenza sul terreno è data dal contatto stratigrafico tra due litologie geneticamente differenti: il deposito di flusso piroclastico appartenente a questa unità informale (*Ignimbrite inferiore*, Cerri & Oggiano, 2002) e il sopraggiacente deposito epiclastico (*Lacustre Auct.*) appartenente al Sintema Sos Orzales. L'affioramento più rappresentativo di questo contatto è ubicato in località Badu 'e Giaga, in cui è osservabile la geometria dell'intero Supersintema Sa Coveccada.

A questa unità litostratigrafica appartiene un'ampia gamma di litotipi che affiorano solo nei quadranti orientali dell'area di ricerca con spessori variabili. L'unità è costituita da una sequenza di prodotti di flusso piroclastico eterogranulometrici, di composizione essenzialmente riodacitica, potente circa 70 metri, a vario grado di saldatura e i cui termini differiscono per colore, contenuto in litici e dimensione media della componente juvenile pomicea. La base della sequenza è ben esposta in località Monte Inistras, al di sopra dei già citati conglomerati di Monte Umulu e sui basalti del Supersintema Cuguttada.

Al suo interno possono essere distinte, in funzione dei motivi morfologici osservabili sul terreno, tre litofacies che dovrebbero rispecchiare *compound cooling units*. La mancanza di livelli epiclastici e/o paleosuoli e di limiti netti tra queste sottounità suggerisce che la natura della differenza sia sostanzialmente dovuta a differenti modalità di raffreddamento (Smith, 1960), un'osservazione verificata anche da Cerri & Oggiano (2002).

- *litofacies basale* – deposito massivo abbastanza omogeneo in senso verticale, di colorazione avana chiaro, si presenta in genere poco coerente (*low grade ignimbrites* sensu Walker, 1983), con abbondanti pomici e xenoclasti centimetrici subangolari di andesite. Tra i cristalli si riscontra biotite, quarzo e feldspati. Tale facies affiora con potenza variabile, normalmente attorno ai 30 metri, nel settore sud-orientale seguendo il versante idrografico destro del Riu Mannu fino a Ponti Ezzu, e perimetrando i basalti di Cuguttada.

- *litofacies saldata* – ignimbrite massiva con spessori massimi che raggiungono i 15 m, di colore da rosso mattone a rosato chiaro, e notevolmente saldata (*high-grade ignimbrites*: Walker, 1983), sebbene il grado di saldatura diminuisca al passaggio con le altre due sottounità (Fig. 5.4). La tessitura è eutaxitica con foliazioni tipiche definite dall'allineamento di fiamme biancastre, sovente del tipo *tube pumice*, ed evidenziata spesso dall'isorientazione dei minuti cristalli di feldspati, dei frammenti litici (di colore bruno e di natura andesitica) secondo la pseudofluidalità; talvolta si riscontrano giunti di raffreddamento. Questi caratteri tessiturali sono tipici della zona *welded* delle ignimbriti, che in generale si distingue per l'addensamento del flusso piroclastico originario con riduzione della porosità (Cas & Wright, 1987). Questa litofacies ha un'età di 21-

20 Ma (Lecca *et al.*, 1997) e occupa una porzione limitata dell'area investigata, ma conferisce una morfologia caratteristica al paesaggio, con versanti ripidi in corrispondenza degli affioramenti (Pedduncas Longas, Su Solianu).

- *litofacies di tetto* – si tratta di un *lapilli tuff* grossolano di colore dal grigio chiaro all'avana, scarsamente saldato (*low grade ignimbrites* Walker, 1983) e con stratificazione mal definita e disomogenea in senso verticale (Fig. 5.5). I clasti juvenili e litici generalmente hanno dimensioni comparabili, e questi ultimi presentano forma subangolare. Tra i cristalli prevalgono i feldspati e la biotite che è diffusa in tutto lo spessore. In tale sottounità si riscontrano dei livelli silicizzati; nel complesso essa ha una potenza non superiore a 30 metri manifestando un'elevata erodibilità e evidenti processi di alterazione superficiale. La facies di tetto è ben esposta nel settore a ridosso della chiesa di Todoracche, mentre il limite inferiore con la subunità saldata è osservabile nei pressi di Ponte Edera.

Formazione Lacustre Auct

I depositi epiclastici della *Fm Lacustre (Auct)* costituiscono il Sintema Sos Orzales, delimitato da due inconformità di secondo ordine, la Us2 alla base (già trattata per il Sintema Su Solianu) e la Us3 al tetto. La Us3 consiste in una superficie di non deposizione che anticipa la ripresa dell'attività vulcanica del Sintema Maramanza ed è rappresentata sul terreno da un rapporto di sovrapposizione stratigrafica con flussi piroclastici che poggiano sull'epiclastite. Questo sintema affiora lungo l'alveo del Riu Pizzinnu, a Soàs Orzales e a Badu 'e Giaga, con una geometria che immerge in media N300/8° (*dip direction*) ed è rappresentato da una successione sedimentaria dagli spessori piuttosto variabili



Fig. 5.4: contatto tra la facies di base e quella saldata dell'*Ignimbrite inferiore* a Su Solianu.



Fig. 5.5: la facies di tetto dell'*Ignimbrite inferiore* a Todoracche.

(da qualche metro fino ad un massimo di circa 15 metri a Tanca Noa, ma normalmente la sua potenza si attesta intorno a 3 metri) depositatisi in un ambiente fluvio-lacustre con facies prossimali e distali.

L'epiclastite è costituita in prevalenza da un'arenite a grana fine, ben classata con alla base frammenti di pomici che, verso l'alto, sfumano in cineriti coerenti bianco-verdastre, a stratificazione piano-parallela (Fig. 5.6a), talvolta incrociata, in strati di spessore decimetrico fino a lamine sub-millimetriche nelle quali è possibile riconoscere anche singoli cristalli di biotite, grani di quarzo e feldspati.

Occasionalmente si manifestano livelli selciosi verdastri imputabili a precipitazione di silice diagenetica e/o epigenetica e a tratti sono state osservate strutture sedimentarie dovute a bioturbazione interdigitate nella frazione cineritica.

Questa facies risulta essere la meglio rappresentata, anche se in maniera discontinua si rinvengono sia al letto che al tetto caratteri regressivi manifestati da conglomerati ben diagenizzati, con abbondante matrice da sabbiosa a siltosa arrossata che sostiene piccoli ciottoli vulcanici e del basamento paleozoico in un'architettura organizzata con grossolana stratificazione incrociata a basso angolo e talvolta cenni di canalizzazione.

Il Sintema Sos Orzales rappresenta anche in questo sub-bacino un ottimo livello guida per discriminare i due flussi piroclastici della *Serie Ignimbritica Superiore* e riconoscere una stasi nell'attività vulcanica, come già documentata in altre aree del Logudoro e nel Goceano (Cerri & Oggiano, 2002).

Ignimbrite superiore

L'ignimbrite superiore costituisce il Sintema Maramanza, definito dall'inconformità di secondo ordine Us3 e da un'inconformità di primo ordine UII. Quest'ultima è una superficie di erosione fluviale corrispondente all'impostazione di un sistema alluvionale che precede la trasgressione marina burdigaliana al termine del ciclo vulcanico oligo-miocenico. L'evidenza sul terreno è data dal contatto stratigrafico tra due litologie geneticamente differenti: il deposito di flusso piroclastico appartenente a questa unità informale (*Ignimbrite superiore*, Cerri & Oggiano, 2002) e un conglomerato diagenizzato appartenente alla sequenza clastica della Formazione di *Oppia Nuova* (Funedda *et al.*, 2000). L'affioramento più rappresentativo di questo contatto è in località Giuanne Seche.

A questa unità litostratigrafica appartengono *lapilli tuff* di composizione riolitica, dal rosa al grigio chiaro, con modesto grado di saldatura che presentano una buona omogeneità in senso verticale e un'organizzazione in strati (Fig. 5.7), da medi a spessi, in cui i lapilli sono la porzione percentuale dominante. Essi sono rappresentati da: (a) juvenili subarrotondati (85%) che generalmente aumentano di dimensioni verso la sommità (pomici anche decimetriche e lapilli accrezionali centimetrici); (b) componenti litici (15%) con forma subangolare privi di vescicolazione e di piccole dimensioni. Essa si distingue, inoltre, anche per l'abbondante biotite, per la diversa colorazione delle pomici (da bianche a grigio e gialle) e localmente per la presenza di lapilli accrezionali (\varnothing 2 cm) e strutture di degassazione (\varnothing 0.1-1 m) (Fig. 5.6b). L'abbondanza e le dimensioni dei lapilli, e la forte componente vetrosa caratterizzante questa litofacies, sottolinea un aumento nel grado di frammentazione del magma, per possibile interazione con



Fig. 5.6: l'epiclastite lacustre con evidenti strutture sedimentarie (a) e un *pipe* nell'ignimbrite superiore (b).



Fig. 5.7: evidente stratificazione nel deposito piroclastico nell'ignimbrite superiore in località Sos Montijos.

fluidi. Le caratteristiche deposizionali, inoltre, spesso sono compatibili con i caratteri dei depositi tipo *water-settled fall* (Cashman & Fiske, 1991). L'ignimbrite superiore affiora nei settori occidentale ed orientale dell'area investigata con potenze variabili, mai superiori ai 30 metri, ed è inquadrata cronologicamente intorno ai 20.0 ± 1.0 Ma (Lecca *et al.*, 1997). Questa unità registra al tetto l'instaurarsi di una piana alluvionale contemporanea alla messa in posto dei prodotti piroclastici. In particolare si osserva la presenza di canali riempiti da conglomerati matrice-sostenuti di ambiente francamente fluviale che si interdigitano ai prodotti di questa unità (Monte Piogu, Tres Montes).

5.1.2 – Complesso trasgressivo miocenico

Formazione di Oppia Nuova

I termini della successione di ambiente continentale che seguono il ciclo vulcano-clastico sopra descritto appartengono alla *Fm di Oppia Nuova* e sono accorpatisi nel Sintema Tanca Noa, marcato alla base dall'inconformità di primo ordine UII che chiude il Supersintema Sa Coveccada, ed al tetto dall'inconformità di secondo ordine Us4, una superficie di erosione marina formata durante l'innalzamento del livello del mare documentato dalla successiva deposizione di una potente sequenza silico-carbonatica. Le evidenze su terreno sono date dal contatto stratigrafico tra litologie di ambienti differenti: i conglomerati e le sabbie fluvio-lacustri di questo sintema giacciono sotto le biocalcareni marine del Sintema Crastos Lados. Non esistono datazioni radiometriche dei litotipi compresi in questo sintema che viene quindi riferito ad un periodo post-Burdigaliano medio (Funedda *et al.*, 2000). L'unità sintemica di Tanca Noa è suddivisa in tre

subsintemi (Cabanna, Tres Montes, Pianu de Arzolas) separati tra loro da due inconformità di terzo ordine (Usa e Usb), superfici di discontinuità locali di erosione/deposizione che ricalcano grossolanamente le facies intraformazionali descritte da Martini *et al.* (1992) e che registrano le oscillazioni nel livello di un bacino lacustre che evolverà in quello francamente marino del Sintema Crastos Lados.

- *Subsintema Cabanna*: è definito dall'inconformità di primo ordine UII al letto e dall'inconformità di terzo ordine al tetto (Usa). Quest'ultima è una discontinuità sviluppata durante l'approfondimento di una depressione lacustre e mette a contatto i depositi di conoide e di piana fluviale a canali intrecciati accorpati in questa unità con le tufiti del successivo subsintema. Tale contatto è ben evidente alla chiesa di San Giovanni e a Monte Piogu. Le ruditi che costituiscono il Subsintema Cabanna hanno spessori fino a 15 metri e sono rappresentate da conglomerati grossolani, fortemente saldati, arrossati e matrice-sostenuti, costituiti da elementi di metamorfiti (subordinate le ignimbriti) che denotano un'alimentazione proveniente da E-SE, come riscontrato anche nello studio delle paleocorrenti di Martini *et al.* (1992). L'ambiente deposizionale è francamente fluviale, nonostante siano stati osservati rari livelli selciferi e resti di legni silicizzati (e occasionalmente *tree mold* – Fig. 5.8) legati alla prossimità di un bacino lacustre. I clasti hanno un alto grado di arrotondamento e granulometria dell'ordine della ghiaia e dei blocchi, ma alla base si può occasionalmente osservare un corpo lenticolare di 40 cm di spessore di sabbie con matrice siltosa in sottili strati piano paralleli. Lungo il margine occidentale del settore di ricerca è inoltre presente un livello continuo, in genere di 1 metro di spessore, dalla



Fig. 5.8: *tree mold* (contro-impronta di tronco d'albero) alla base del conglomerato del Subsistema Cabanna.



Fig. 5.9: la breccia vulcanica, livello guida continuo nella porzione occidentale dell'area di studio.

colorazione verdastra e ben cementato, rappresentato da una facies assimilabile ad una breccia vulcanica (Fig. 5.9). Esso è costituito da particelle spigolose di litologie vulcaniche di vario tipo, ma prevalentemente andesitiche, con diametro medio di 2 mm, e con inclusi alcuni clasti arrotondati di metamorfiti di taglia maggiore. Nel complesso si mostra massivo ed affiora a Tanca Noa, San Giovanni, Badde 'e Rena, Funtana 'e Chercu nel territorio di Mores; a Sos Montijos, S'aligheriu, S'Istrampu 'e Zarau nell'agro di Bonnanaro; a Badde Maliana, Poggio Tulde, Nuraghe Cuguronnero in comune di Torralba. Le unità conglomeratiche invece hanno localmente un'embricazione ben sviluppata e/o stratificazione incrociata; più spesso sono evidenti ampi *foreset* con angoli fino a 30°. Strutture sedimentarie di questo tipo sono classificate come *Gilbert delta* e testimoniano la deposizione in prossimità di corpi d'acqua di *debris flow* legati a fenomeni di instabilità lungo i fianchi di un bacino con topografia accentuata, normalmente conseguenza di fasi tettoniche attive (Nichols, 1999). Ciò potrebbe indicare un momento di riattivazione delle direttrici ENE come faglie dirette, producendo il sollevamento e l'esposizione del basamento paleozoico in corrispondenza di paleoalti, in parte ricalcati da quelli attuali (*horst* di Ozieri, catena del Marghine-Goceano).

- *Subsintema Tres Montes*: è compreso tra due *unconformity* di terzo ordine: Usa e Usb. La Usb è rappresentata su terreno da una superficie di erosione generata da un *braided fluvial delta* e sviluppatasi in una fase regressiva sui livelli epiclastici che costituiscono questa unità subsintemica. L'evidenza è data da una discontinuità concordante (*paraconformity*) visibile a Badde 'e Rena, in cui il deposito silico-clastico a composizione prevalentemente granitica del Subsintema

Pianu de Arzolas soggiace sulle tufiti. Queste ultime affiorano in tutto il settore centro occidentale dell'area rilevata e solo occasionalmente in quella nord-orientale (Monte Piogu). Questo deposito è costituito da cineriti sabbiose grigio-verdastre, non fossilifere, in cui si rinvencono pomici e rari clasti, entrambi ben arrotondati. I materiali che costituiscono questa unità derivano verosimilmente dalla risedimentazione, in un ambiente lacustre probabilmente prossimo alla costa, dei prodotti di erosione delle vulcano-clastiti del Supersistema Sa Coveccada. Il deposito, con strati che raramente sono maggiori di 5 m, si presenta massivo e incoerente. Lungo il versante meridionale di Tres Montes in questa facies si osserva una pseudo-stratificazione prodotta dalla precipitazione di carbonato di calcio percolato dai calcari soprastanti. In quest'area infatti queste epiclastiti sono in contatto erosivo con gli accumuli di *shell* (Fig. 5.12a), uno *storm layer* che caratterizza la parte basale della piattaforma carbonatica del Sistema Crastos Lados, indicando una successione condensata.

- *Subsistema Pianu de Arzolas*: il limite inferiore di questo subsistema è dato dall'inconformità di terzo ordine Usb, mentre il limite superiore è definito dall'inconformità di secondo ordine Us4, entrambi già citate sopra. Il contatto con le unità superiori è ben esposto in un taglio di cava dismessa in località Canniones. Il corpo sedimentario compreso in questo subsistema è costituito da un deposito sterile di ghiaie sabbiose (Fig. 5.10), scarsamente diagenizzate, a clasti di graniti e apliti (prevalentemente quarzo-feldspatiche nelle frazioni più fini), talora con alternanze di livelli siltitici nerastri; ciò indica una provenienza dei materiali da NE, una variazione negli apporti rispetto ai conglomerati sottostanti. L'eterogeneità nella granulometria e nell'indice di arrotondamento dei

clasti è accompagnata a una tessitura massiva e solo localmente con stratificazione incrociata e *foreset*, che assume le caratteristiche di un deposito fluvio-deltizio progradante sviluppato in ambiente lacustre. Le potenze massime (circa 15 metri) si raggiungono a Pianu de Arzolas e Badu 'e Giaga, ma gli affioramenti più cospicui in termini volumetrici e di continuità sono quelli a sud di Mores nelle località di Padru, Cheas 'e Mulinu, Valle Ombrosa fino a Pala 'e Sa Loggia, dove sono sormontati dai basalti di Sassu.

Complesso di trasgressione marina

Il rilevamento della successione marina miocenica è stato limitato al riconoscimento degli affioramenti delle principali facies descritte in letteratura, in quanto una prospezione su questi litotipi esulava dagli scopi della ricerca, inoltre esiste già una cartografia abbastanza dettagliata di tali successioni (Carta geologica del Logudoro: Funedda *et al.*, 2000).

I depositi relativi alla trasgressione marina Burdigaliano superiore – Langhiano sono raggruppati nel Sintema Crastos Lados delimitato alla base dall'inconformità di secondo ordine Us4, descritta per le unità continentali, e al tetto da un'*unconformity* di primo ordine (UIII), rappresentata da una superficie di erosione modificata a più riprese dai cambiamenti eustatici del livello del mare a partire dal Langhiano superiore – Serravaliano inferiore (Martini *et al.*, 1992). La UIII è evidente sul terreno come superficie topografica attuale o come substrato per la messa in posto dei basalti Plio-Quaternari (Monte Oes).

Il Sintema Crastos Lados costituisce la cornice settentrionale e occidentale dell'area rilevata (più le isole carbonatiche di Poggio Tulde e Monte Cuccuajos),



Fig. 5.10: la facies a clasti granitici di *Pianu de Arzolas*

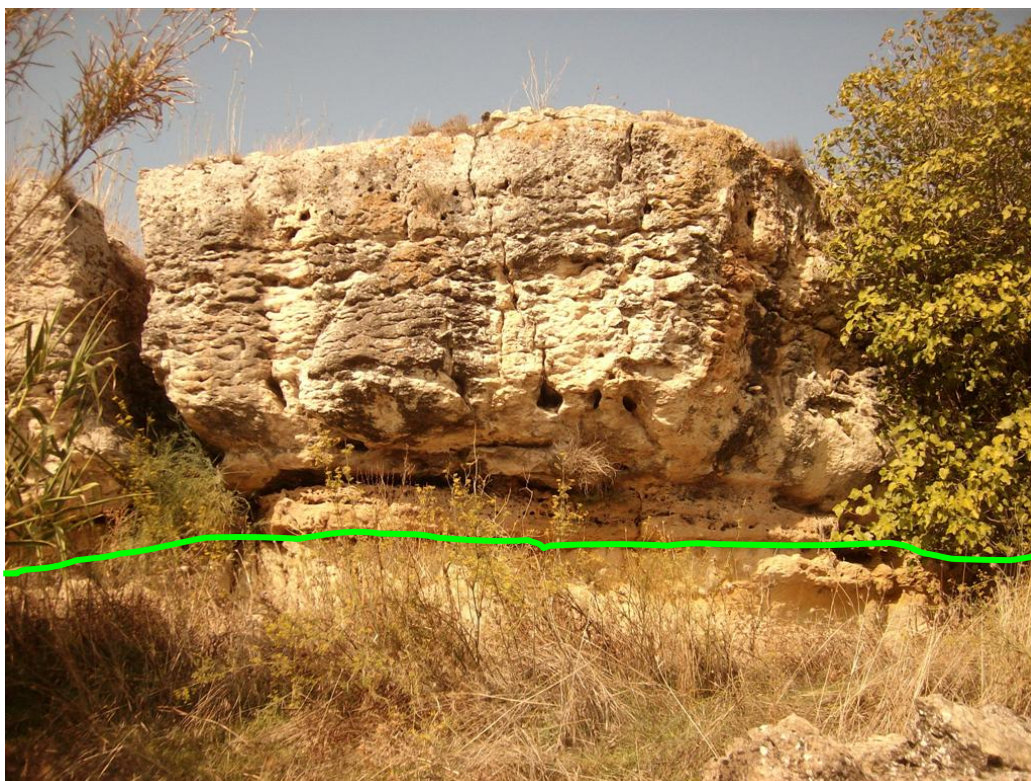


Fig. 5.11: il contatto tra le arenarie fossilifere (sotto) e i calcari litorali (sopra) della *Fm. Calcari di Mores*.

costituendo il margine di un esteso tavolato tiltato verso NO e inciso da piccoli canyon. Esso comprende la *Formazione delle Marne di Borutta* che stanno in rapporto di conformità sulla *Formazione dei Calcari di Mores*.

- *Fm. Calcari di Mores*: le unità prevalenti sono i calcari nodulari stratificati e bioclastici di mare epicontinentale (Fig. 5.11), ma spesso comprende facies sabbiose di ambiente litorale poco cementate da carbonato di calcio, ricche di quarzo e probabilmente collegate a fasi regressive minori, che rimobilizzarono le facies di *topset* continentali depositandone i materiali in barre e piane sabbiose progressivamente colonizzate da fauna (soprattutto Echinidi e Bivalvi).

- *Fm. Marne di Borutta*: la facies principale mostra una regolare alternanza di strati decimetrici marnosi grigiastri e sabbie chiare, cementate da calcare. Questa unità rappresenta la parte più profonda del bacino e affiora nell'estremità nord-occidentale dell'area studiata.

5.1.3 – Basalti plio-pleistocenici

I basalti alcalini e transizionali plio-quadernari (Beccaluva *et al.*,1976) costituiscono il Supersintema di Monte Austidu, delimitato da superfici di inconformità di primo ordine UIII e UIV. L'inconformità UIII consiste in una superficie di erosione subaerea e di non deposizione, mentre la UIV è la superficie di erosione/sedimentazione che rappresenta lo *hiatus* tra i prodotti vulcanici intraplacca e i depositi clastici recenti.

I basalti che costituiscono questo supersintema sono corpi lavici massivi e tabulari, in colate che hanno fossilizzato paleobassi morfologici i quali attualmente, a causa dell'erosione selettiva decisamente più efficace sugli altri

litotipi, in particolare sulle piroclastiti, si trovano in rilievo a formare piccoli altopiani (es: Altopiano di Monte Austidu, localmente indicato anche come Sassu) che caratterizzano tutto il Logudoro. Il vulcanismo plio-quadernario nell'area di ricerca si è esplicato essenzialmente attraverso quattro centri eruttivi attualmente rappresentati dai residui dei coni di scorie (Monte Austidu, Monte Cujaru, Monte Oes) o dal *top* dei camini eruttivi (Monte Arana) allineati secondo direttrici tettoniche. Le colate hanno età radiometrica comprese tra 2.91 Ma per Monte Arana e <0.31 Ma per Monte Austidu (Macciotta & Savelli, 1984), mentre per Monte Cujaru e Monte Oes (fuori carta) si va da 0.8 Ma a 0.4 Ma, rispettivamente (Beccaluva *et al.*, 1977). Gli spessori dei *plateau* sono compresi tra 3 e 10 m e le lave presentano fessurazione colonnare ben sviluppata (Fig. 5.13), un certo grado di bollosità nelle parti sommitali e inglobano xenoliti di mantello. La messa in posto di questi magmi è avvenuta direttamente sui corpi rocciosi vulcano-clastici oligo-miocenici, come nel caso di Todoracche e di Domo Calvia (rispettivamente sulle piroclastiti e sul deposito epiclastico) (Fig. 5.12b), o sui sedimenti trasgressivi miocenici (alle pendici del Monte Oes). In particolare in località Corona Columbus lungo il tracciato ferroviario, la loro posizione è localizzata sopra un conglomerato fluviale eterometrico a ciottoli embricati costituenti la facies continentale del Subsistema Cabanna.

5.1.4 – Depositi quaternari

I depositi recenti sono riuniti nel Supersistema Valle Ombrosa delimitato alla base dall'inconformità di primo ordine UIV, già descritta nel precedente supersistema, e a tetto, come da convenzione (Servizio Geologico Nazionale,

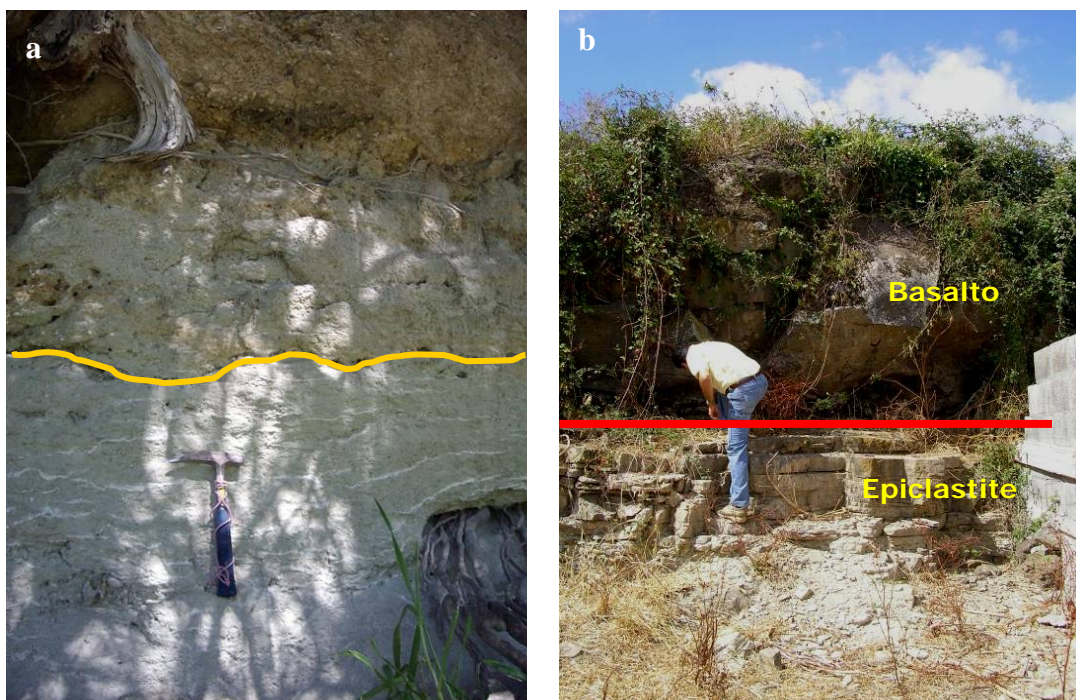


Fig. 5.12: contatto stratigrafico tra le cineriti e i calcari bioclastici a Tres Montes (a) e tra la colata basaltica e il deposito epiclastico a Domo Calvia (b).



Fig. 5.13: colata basaltica con fessurazione poligonale in località Corona Columbus.

1992), il limite coincide con l'attuale superficie topografica. Questo supersistema racchiude i depositi derivati dalla rielaborazione in ambiente subaereo avvenuta al termine dell'ultima attività vulcanica e perdurata sino al presente, e accorpa conoidi e sedimenti alluvionali incoerenti. La UIV testimonia dunque la definitiva estinzione del vulcanismo nell'area e una fase di erosione/deposizione ancora attuale. Gli accumuli di frana sono costituiti da blocchi eterometrici, che possono arrivare a qualche decina di m³, più o meno inglobati in matrice fine pedogenizzata ed interessano quasi esclusivamente le litologie carbonatiche e i basalti plio-quadernari ma coprendo indistintamente tutti i termini della successione. Gli affioramenti si rilevano alla base delle cornici rocciose soprattutto sotto Monte Cuccuajos in direzione dell'impluvio del Riu Mannu, alla base della scarpata carbonatica di Crastos Lados e a Pala Sa Loggia, nel versante settentrionale della colata di Monte Austidu. Lungo i corsi d'acqua, in particolare il Riu Pizzinnu e il Riu Mannu, si osservano depositi alluvionali generalmente ghiaioso-sabbiosi di spessore non determinato.

In conclusione, il rilevamento geologico nell'agro di Mores-Bonnanaro-Torralba ha evidenziato che i litotipi suscettibili di zeolitizzazione sono accorpati nel Supersistema Sa Coveccada, che racchiude una successione vulcanoclastica formata in prevalenza da depositi piroclastici depositi durante un'epoca eruttiva inquadrabile tra l'Aquitano e il Burdigaliano medio. Anche in questo settore del Logudoro, un deposito epiclastico registra una fase di quiescenza prolungata dell'attività magmatica. Le caratteristiche vulcanologiche dei depositi indicano inoltre una variazione composizionale nei prodotti eiettati (Lecca *et al.*, 1997;

Cerri *et al.*, 2001) che passa da riodacitica a riolitica con possibile interazione con fluidi. La successione stratigrafica è sintetizzata in Fig. 5.14.

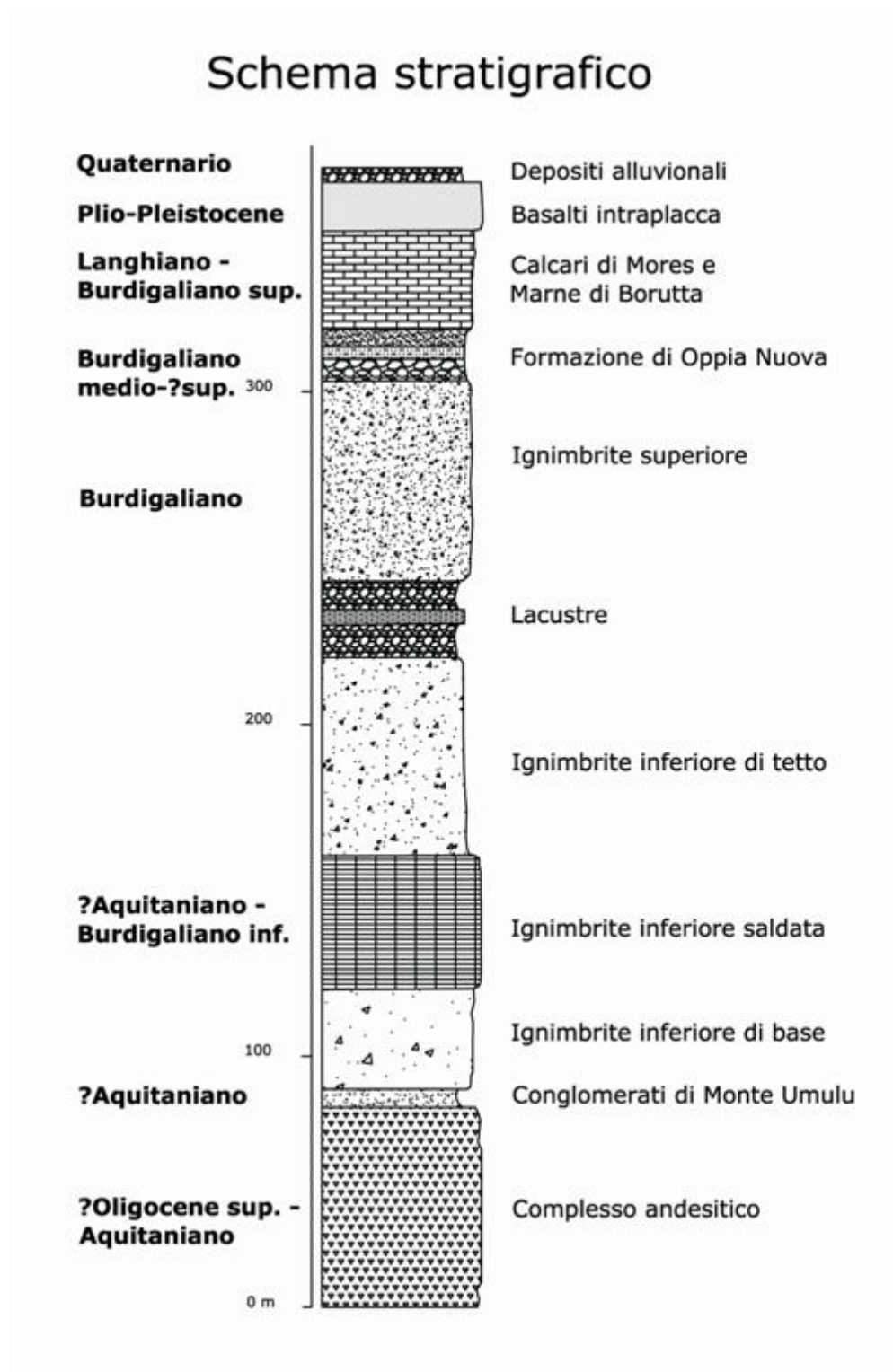


Fig. 5.14: schema litostratigrafico del Logudoro orientale nell'agro di Mores-Bonnanaro-Torralba.

5.2 – Lineamenti tettonici

Nell'elaborare una ricostruzione dettagliata della successione nell'area di studio, la prospezione geologica ha messo in evidenza quelli che sono i rapporti reciproci tra le formazioni e in particolare ha permesso di riconoscere i caratteri geodinamici generali documentati per altri settori del Logudoro. Come emerso nei capitoli introduttivi, essi sono rappresentati da un corteo di faglie ad orientazione ENE e NS. Le direttrici ENE sono riconducibili, con molta probabilità, alle faglie trascorrenti oligo-aquitaniene riattivate durante un evento distensivo compatibile sia ai movimenti del Burdigaliano medio che a quelli del Serravalliano. Quelle NS, anch'esse caratterizzate da movimenti normali, sono riferibili al post-Miocene poiché tagliano la successione marina e spesso sono sigillate dalle colate basaltiche plio-quadernarie. Come si evince dalla carta allegata, l'area studiata si configura come una monoclinale con immersione massima di N300/10°. Questa geometria è stata probabilmente originata da movimenti riconducibili alla tettonica Burdigaliana che ha prodotto il *tilting* della successione vulcano-sedimentaria per riattivazione della faglia di Olbia, il cui prolungamento sembra dislocare le ignimbrite inferiori in località Ponte Edera, per poi perdersi sotto la colata basaltica. Tale *tilting* non sembra interessare i sedimenti trasgressivi che hanno una debole pendenza ONO. Le direttrici ad andamento NS invece hanno modificato la giacitura di tutti i terreni pre-pliocenici, probabilmente durante gli stadi distensivi post-rotazionali. Una coppia di faglie in particolare si segue per qualche chilometro da Coldoine e da Monte Birisone verso sud, mettendo a contatto le sabbie della *Fm Oppia Nuova* con le facies vulcanoclastiche (Valle Ombrosa) e i calcari con i conglomerati di Monte Umulu (Monte Cuccuajos).

5.3 – Prospezioni geofisiche

La distinzione tra vulcano-clastiti zeolitizzate e rocce tal quali sulla base di differenze di densità o caratteristiche reologiche non è tale da incoraggiare metodi di prospezione basati sulla propagazione di onde sismiche o su metodi gravimetrici. Poiché le zeoliti sono minerali idrati, e contengono cationi non rigidamente legati alla struttura, l'indagine geoelettrica basata su misure di resistività delle rocce è sembrata la più idonea per ricavare informazioni, non solo sulle caratteristiche elettriche di eventuali corpi zeolitizzati, ma anche sulla loro geometria e, quindi, estensione, in analogia con la prospezione di litotipi argillosi normalmente basata su metodi geoelettrici . Questi rilievi non invasivi possono prevedere un'energizzazione diretta del terreno (metodo della resistività e della polarizzazione indotta - IP) oppure una misura dei potenziali spontanei (SP) che non prevede un'immissione di corrente elettrica esterna. Per le nostre finalità si è ritenuto opportuno compiere misure di resistività e di caricabilità utilizzando un quadripolo con diverse configurazioni elettrodeiche così da ricavare un modello 2D (tomografia) attraverso un processo di inversione.

5.3.1 – Il metodo

Il metodo della resistività si basa sull'immissione artificiale nel terreno di una determinata quantità di corrente continua attraverso 2 elettrodi in contatto con il terreno e collegati ad un generatore. Misurando la differenza di potenziale ai capi di un'altra coppia di elettrodi è possibile conoscere la resistività apparente del mezzo. L'andamento del flusso di corrente viene determinato misurando le differenze di potenziale in diversi punti sulla superficie del terreno. Per un mezzo

omogeneo ed isotropo, nota la corrente I (misurata in Ampere) e misurata la differenza di potenziale ΔV (misurata in Volt), attraverso la Legge di Ohm è possibile ricavare i valori di resistività apparente, utilizzando la relazione:

$$\Delta V = \rho \frac{1}{k} I$$

dove con ρ si indica la resistività ($\Omega \text{ m}$) e con k il fattore geometrico (m), che dipende dalla posizione reciproca degli elettrodi. Poiché il terreno non è un mezzo omogeneo ed isotropo ciò che viene ricavata è detta resistività apparente.

Per le misure di resistività elettrica si utilizza uno strumento multielettrodo, il georesistivimetro, in grado di energizzare il terreno attraverso due elettrodi di corrente A e B e misurare la differenza di potenziale ai capi di altri due elettrodi M e N: questa configurazione è detta quadripolo (Fig. 5.15).

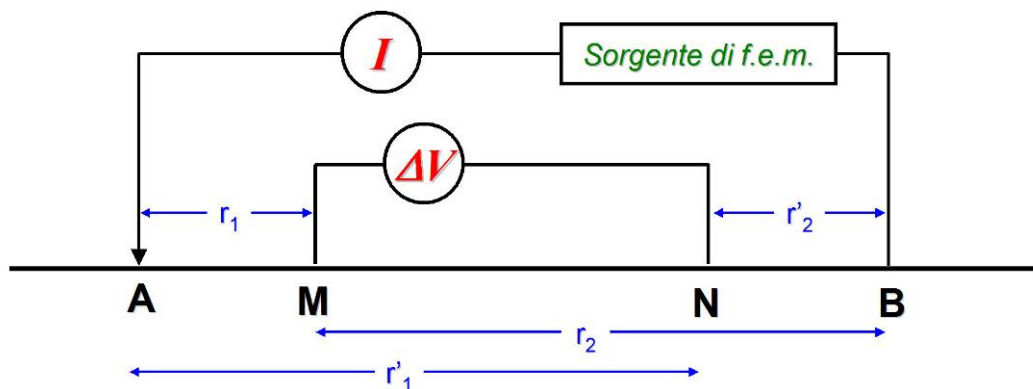


Fig. 5.15: Configurazione a quadripolo.

Con questa configurazione, nel caso di mezzo omogeneo ed isotropo il fattore k è:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r'_1} + \frac{1}{r'_2}\right)}$$

Variando la posizione delle coppie di elettrodi di corrente e di potenziale si realizza un'indagine che permette di caratterizzare le proprietà elettriche del sottosuolo a diverse profondità e con differenti risoluzioni spaziali.

Per evitare continui riposizionamenti degli elettrodi, i moderni strumenti, come quello utilizzato durante il rilievo in questione, consentono di gestire l'energizzazione e l'acquisizione mediante stendimenti multielettrodo attraverso l'utilizzo di *switchbox* (Fig. 5.16).

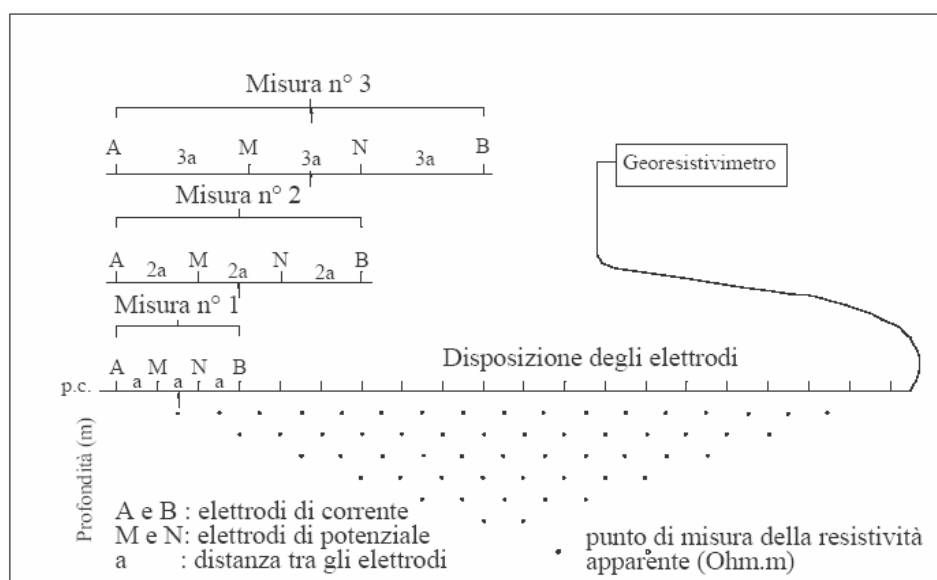


Fig. 5.16: Stendimento multielettrodo.

La profondità di investigazione dipende dalla lunghezza complessiva dello stendimento, mentre la risoluzione spaziale orizzontale dipende dalla distanza relativa degli elettrodi. Stendimenti più lunghi sono spesso legati a distanze tra gli elettrodi più ampie: la profondità cresce, ma la risoluzione dell'indagine diminuisce.

5.3.1.1 – Modelli di resistività

Un sondaggio elettrico 2D è un'indagine bidimensionale che permette lo studio delle variazioni di resistività sia lungo la direzione verticale che lungo una direzione orizzontale. Con le configurazioni degli *array* precedentemente descritti è possibile compiere misure di resistività apparente dalle quali, attraverso un processo di inversione, si deduce una sezione di resistività 2D (*tomografia elettrica*) del sottosuolo.

Oltre a permettere lo studio di strutture geometricamente complesse ed articolate, questo tipo di indagine può essere applicato anche in presenza di irregolari morfologie del terreno; ovviamente l'attendibilità del risultato dipende anche dalla conoscenza dell'andamento topografico della zona indagata.

Il processo di inversione ha la prerogativa di cercare di individuare un modello geometrico del sottosuolo che sia compatibile con le misure raccolte. Il software Res2Dinv utilizza un metodo di inversione basato sui minimi quadrati che permette di determinare un modello bidimensionale di resistività del sottosuolo (pseudosezione).

Il punto di partenza per il processo di inversione sono i dati acquisiti in campagna ed opportunamente formattati per essere letti dal software (.dat). In base alle condizioni ambientali in cui si è svolta la fase di acquisizione, è possibile un'attenta calibrazione del modello teorico attraverso la configurazione di diversi parametri. Il software attraverso una serie di iterazioni successive mira a ridurre la differenza tra i valori di resistività apparente misurati e quelli calcolati dal modello teorico.

Il modello di riferimento utilizzato dal software è basato su una suddivisione a blocchi in cui la dimensione e la posizione delle celle è fissa (Fig. 5.17). I parametri del modello sono i valori delle celle, mentre i dati sono i valori di resistività misurati. Nell'inversione ad ogni cella viene assegnato un valore di resistività (calcolato) ottenuto invertendo i valori di resistività misurati.

I risultati ottenuti dalle inversioni sono delle tomografie elettriche che rappresentano modelli di resistività del sottosuolo ad alta risoluzione, il cui errore, rispetto alle misure compiute, è segnalato dal parametro RMS (Root Mean Square error).

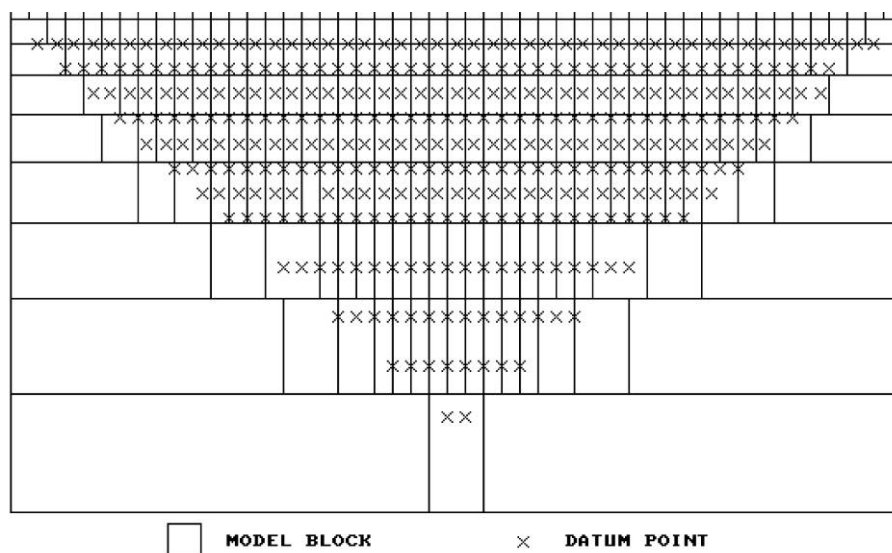


Fig. 5.17: Suddivisione a blocchi su cui è basato il modello di riferimento utilizzato dal software di inversione Res2Dinv.

5.3.1.2 – La resistività elettrica nelle rocce

Come visto nel paragrafo precedente l'obiettivo di questa indagine geofisica è la ricostruzione di modelli di resistività del sottosuolo partendo da misure di resistività apparente.

Oltre alle inevitabili anisotropie e disomogeneità del terreno, che impediscono una ricostruzione univoca del modello geometrico, è necessario ricordare che la resistività dipende da diversi fattori quali porosità, presenza di fluidi, composizione mineralogica, grado di fratturazione, grado di saturazione nonché presenza di sostanze organiche (idrocarburi, solventi, etc.).

In particolare, la resistività delle rocce è sempre maggiore di quella dell'acqua nei pori, è minima in corrispondenza del grado di saturazione massimo ed è tanto minore quanto maggiore è la porosità. Tutti questi elementi contribuiscono ad una grande variabilità di valori anche per singole classi di rocce o terreni (Fig. 5.18 – Tab. 5.1).

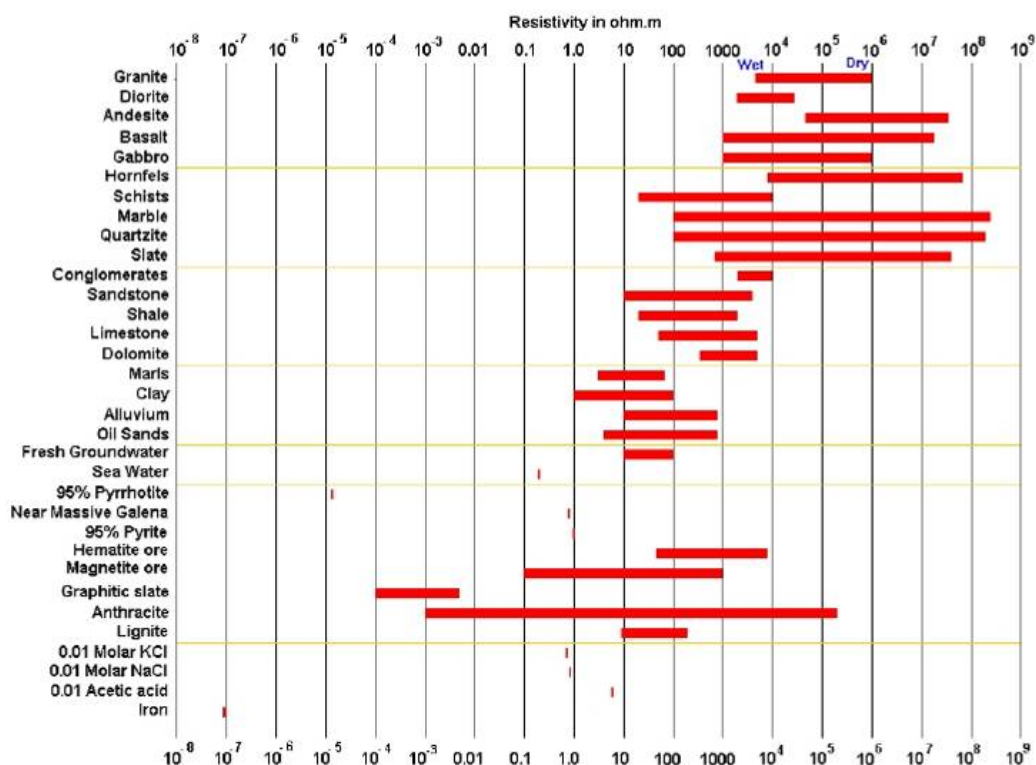


Fig. 5.18 – Intervalli di resistività per rocce, suoli e minerali (da Musset & Khan, 2003).

Rocce e Minerali	Resistività (ohm.m)
Sedimentarie	
Calcare chalk	50-150*
Argilla	1-100
Ghiaia	100-5000
Calcare	50-10 ⁷
Marna	1-100
Quarzite	10-10 ⁸
Argilla (shale)	10-1000
Sabbia	50-5000
Arenaria	1-10 ⁸
Ignee e metamorfiche	
Basalto	10-10 ⁷
Gabbro	1000-10 ⁶
Granito	100-10 ⁶
Marmo	100-10 ⁸
Scisto	10-10 ⁴
Ardesia	100-10 ⁷
Minerali	
Argento	1.6 x 10 ⁸
Grafite	10-4-10 ⁻³
Galena	10 ⁻³ -10 ²
Magnetite	1-10 ⁵
Sfalerite	10 ³ -10 ⁶
Pirite	1 x 100
Calcopirite	1 x 10 ⁻⁵ -0.3
Quarzo	10 ¹⁰ -2 x 10 ¹⁴
Salgemma	10-10 ¹³
Acque ed effetto del contenuto in sale	
Acqua pura	1 x 10 ⁶
Acque naturali	1-10 ³
Acqua di mare	0.2
Sale 20%	5 x 10 ²
Granito 0% di acqua	10 ¹⁰
Granito 0.19% di acqua	1 x 10 ⁶
Granito 0.31% di acqua	4 x 10 ³

Tab. 5.1: Resistività di alcune rocce e terreni. Campi di variazione indicativi (da Musset & Khan, 2003).

Le rocce ignee e metamorfiche presentano valori di resistività molto elevati, che spaziano in un ampio intervallo (anche dai 1.000 ai 10.000.000 Ωm) a seconda del loro grado di fratturazione e di saturazione. I sedimenti non consolidati generalmente hanno resistività inferiore alle rocce sedimentarie, tuttavia, proprio perché poco consolidati, risulta difficile stimare il valore della loro resistività, che dipende dalla porosità (assumendo che tutti i pori siano in condizioni di saturazione) e dal contenuto in argilla. Normalmente i terreni argillosi possiedono valori di resistività inferiori a quelli dei terreni dotati di porosità. Va sottolineato che per questa classe di sedimenti esiste una notevole sovrapposizione nei valori di resistività che dipende dal grado di saturazione dei terreni porosi. Infatti l'acqua, sia quella legata a strutture cristalline, sia quella libera ricopre un ruolo importante nella determinazione della resistività apparente del terreno. A seconda del suo contenuto in ioni disciolti e della sua abbondanza la resistività apparente registrata subisce importanti variazioni.

5.3.2 – *Strumentazione*

Lo strumento utilizzato per i rilievi geoelettrici è il Terrameter SAS 1000, un georesistivimetro monocanale realizzato dalla ABEM Instrument (Sweden) basato sull'utilizzo di elettrodi metallici ad accoppiamento galvanico. Questo strumento è stato progettato per effettuare una serie completa di stendimenti geoelettrici: sondaggi elettrici verticali, profili di resistività, misure multi-elettrodo per tomografie elettriche 2D e 3D, misure di polarizzazione indotta e di potenziali spontanei. Il Terrameter SAS 1000 viene collegato ad un commutatore LUND Imaging System (Fig. 5.19) con cui è possibile programmare la gestione

automatica degli elettrodi dello stendimento, ottenendo un elevato numero di combinazioni tra gli elettrodi nonché un notevole risparmio di tempo. Al cavo multielettrodo del georesistivimetro sono collegati contemporaneamente tutti gli elettrodi attraverso appositi connettori. In base all'*array* prescelto, l'unità *switch* (commutatore) seleziona le coppie di elettrodi da energizzare. La centralina, attaccata ad una batteria di alimentazione, è controllata e programmata in modo da effettuare un set di misurazioni in automatico che vengono ripetute un numero fissato di volte per abbassare l'errore statistico di acquisizione (Fig. 5.20). Per l'inversione dei dati geoelettrici acquisiti in campagna è stato utilizzato il software Res2Dinv (Geotomo Software).



Fig. 5.19: Terrameter SAS 1000 con il LUND Imaging System e la batteria per l'alimentazione degli elettrodi.

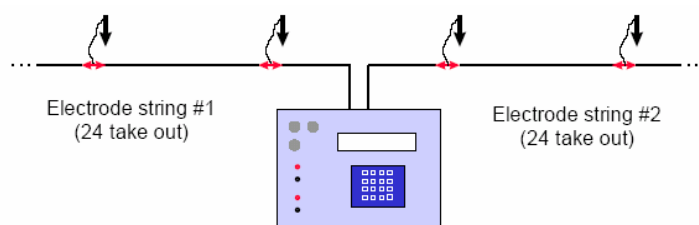


Fig. 5.20: Schema semplificato di un georesistivimetro: cavo multielettrodo (48 elettrodi) collegato agli elettrodi (rappresentati dalle frecce nere) e alla centralina di alimentazione e gestione del sistema.

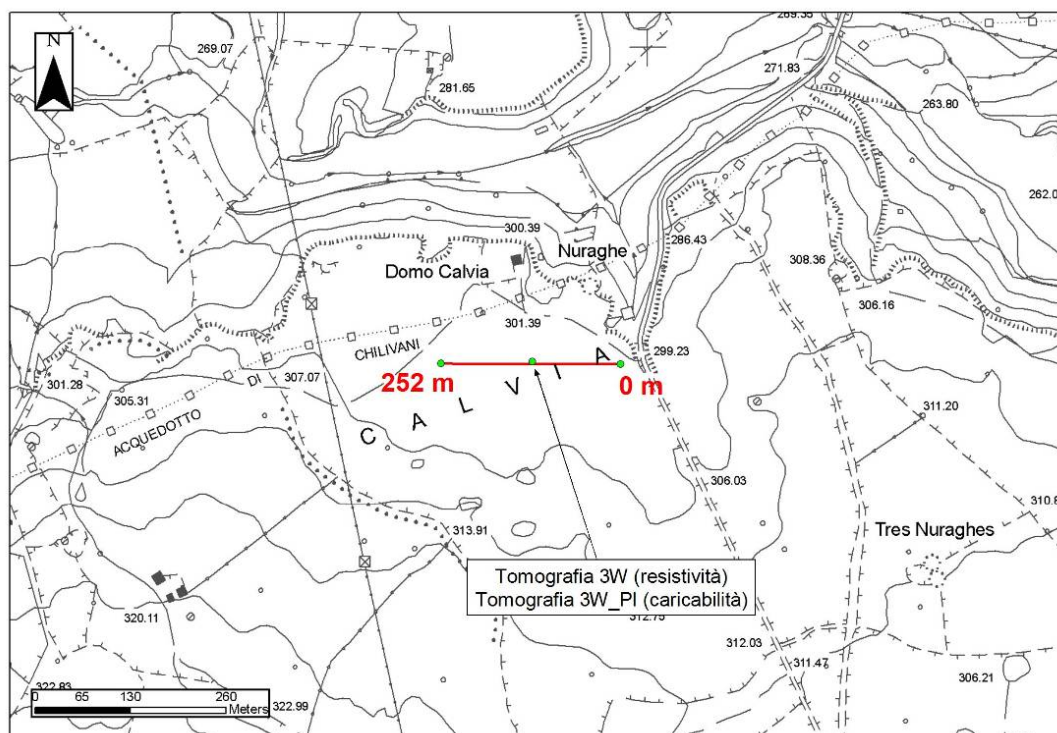


Fig. 5.21: Posizionamento del rilievo 3W_PI e localizzazione dei punti GPS su base cartografica georiferita 1:10000.

5.3.3 – Dati e interpretazione

Per valutare il metodo di prospezione geoelettrica nell'individuazione di litotipi zeolitizzati è stata scelta un'area in cui l'*epiclastite di Badu 'e Giaga* presenta una copertura costituita da rocce di natura diversa, presupposto perché vi fosse un contrasto rilevabile nei valori della resistività (Fig. 5.21). Tale copertura è rappresentata da una colata di basalti intraplacca quaternari, con spessore massimo di 10 metri, che poggia sulle epiclastiti parzialmente alterate in zeoliti e smectiti. L'obiettivo era duplice: sperimentare questo metodo di prospezione alle zeolititi e verificare la continuità della zeolitizzazione al di sotto della coltre basaltica. Naturalmente, quale fondamentale premessa a tale indagine, la presenza di zeolite (clinoptilolite) era stata preliminarmente accertata tramite indagini

XRPD (cfr. capitolo 6) su campioni del livello epiclastico affiorante nella valle situata poco più a nord dello stendimento. Questo aspetto, tutt'altro che banale, costituisce una irrinunciabile "taratura" dell'indagine geoelettrica sul terreno; ciò ha lo scopo di evitare di incorrere in interpretazioni dei risultati che dal punto di vista del modello matematico sono perfette (*fitting* ottimale tra il modello sperimentale e quello calcolato tramite il programma di interpretazione), ma che non hanno riscontro nella realtà. I risultati dedotti dall'acquisizione geoelettrica sono riportati nella tomografia in Fig. 5.22.

La parte sommitale della tomografia evidenzia una porzione ben definita con valori di resistività elevati (superiori a 300 Ωm). La posizione e la continuità di questo livello è compatibile con la citata colata basaltica, che dall'indagine risulta avere uno spessore dai 3 agli 8 m; nel modello sono inoltre evidenti dei bruschi cali della resistività, peraltro piuttosto limitati lateralmente, che corrispondono a settori fratturati. La parte più orientale presenta spessori di basalto minimi con un notevole frazionamento: in questa zona risultano evidenti zone più conduttive, interpretabili come livelli saturi localizzati in corrispondenza della fatturazione che ha isolato singoli blocchi; si tratta verosimilmente di piccoli acquiferi sospesi, effimeri, superficiali, ubicati in corrispondenza del contatto basalto-epiclastite. La presenza dell'abbeveratoio poco più a nord, sfruttante un'emergenza superficiale per contatto litologico, conferma tale interpretazione.

Il livello sottostante si presenta come un corpo resistivo continuo ed omogeneo, con valori di resistività compresi tra 40 e 50 Ωm . Lo spessore è di circa 5-6 m. Queste caratteristiche resistive non sarebbero compatibili con un livello zeolitizzato.

In effetti, un successivo sondaggio per ricerche idriche realizzato da privati a poche centinaia di metri dallo stendimento ha permesso di identificare questo livello come una epiclastite grossolana costituita da un sedimento sabbioso arrossato, interposto tra la colata basaltica e la sequenza vulcano-sedimentaria, probabilmente una facies parzialmente pedogenizzata, ulteriormente alterata (“scottata”) dalla messa in posto della stessa colata basaltica.

Il passaggio verticale al livello resistivo sottostante è molto netto, caratterizzato dalla transizione ad una zona omogeneamente conduttiva, con valori di resistività inferiori a 30 Ωm . Si osservano variazioni verticali della resistività caratterizzate da gradienti piuttosto blandi, da valori di circa 30 Ωm a valori di circa 10 Ωm , perfettamente in linea con i valori registrati nelle misure di taratura sui settori zeolitizzati dell’epiclastite.

I valori di 3 Ωm osservabili nella parte più bassa della tomografia, fanno ipotizzare la presenza di una falda acquifera, localizzata a circa 40 m di profondità dal piano campagna.

Sulla base dell’interpretazione dei dati geoelettrici è ipotizzabile la presenza di un corpo zeolitizzato, ubicato all’interno dell’epiclastite, caratterizzato da continuità laterale e spessore intorno a 10 m.

Incidentalmente si nota che l’assetto del corpo zeolitizzato, così come deducibile dai geofisici, non è compatibile con una zeolitizzazione per *descensum*, infatti proprio in corrispondenza delle linee di frattura esso si inflette verso il basso.

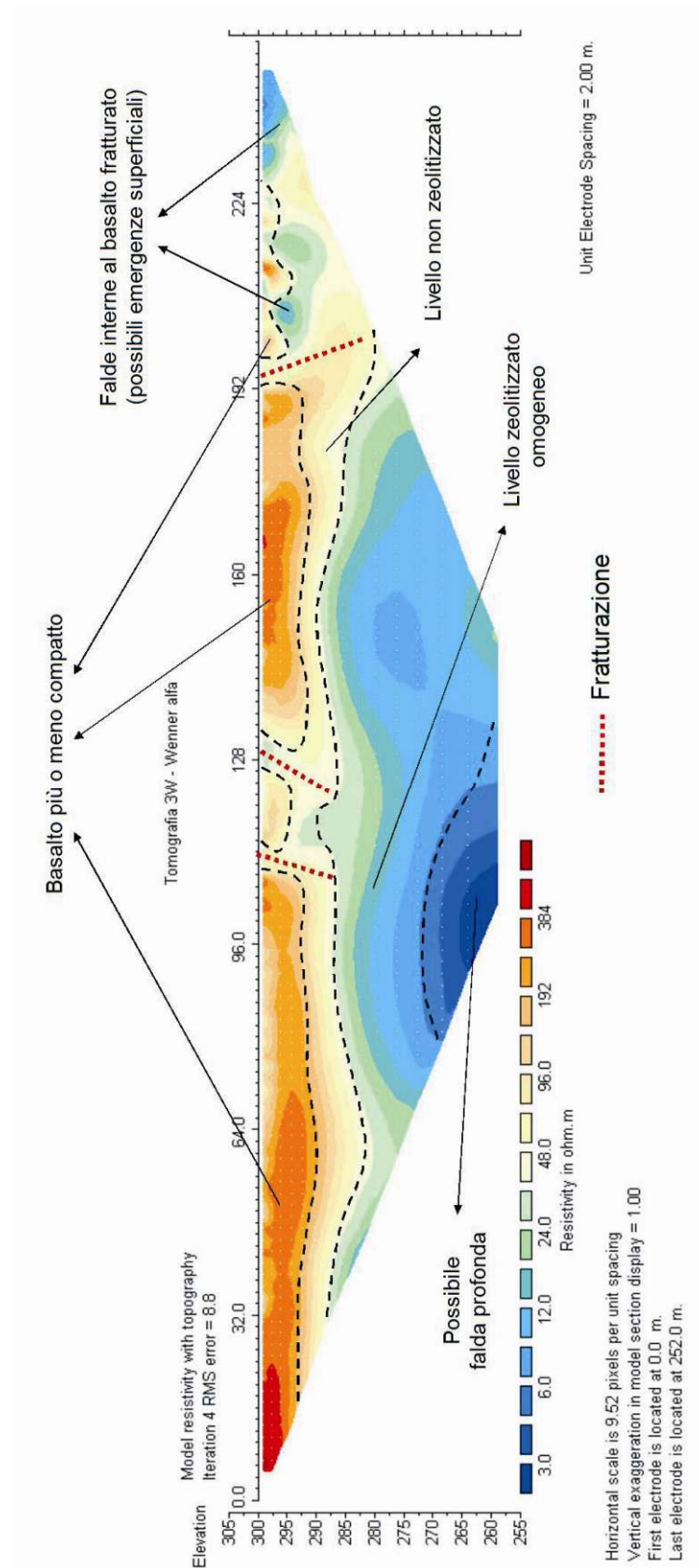


Fig. 5.22: tomografia elettrica dello stendimento a Domo Calvia.

6 – STUDIO MINERALOGICO

6.1 – Analisi diffrattometriche qualitative

Le analisi mineralogiche di 72 campioni sono state eseguite con un diffrattometro SIEMENS D5000, equipaggiato con un tubo al rame e dotato di un monocromatore a grafite sul fascio secondario. Voltaggio ed amperaggio del generatore sono stati settati rispettivamente a 40 kV a 30mA. Il range angolare investigato è compreso tra 2° e 70° di 2θ , *step size* 0.020°, *time/step* 2 sec. L'apparecchio è gestito tramite PC (software: BRUKER Diffrac Plus). Tutti i campioni sono stati micronizzati (micronizzatore McCrone), aggiungendo preventivamente una quantità di $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$ pari al 20% in peso; tale fase costituisce lo standard interno utile sia nelle analisi quantitative che per confrontare reciprocamente i diffrattogrammi previa standardizzazione (sia intensità che in posizione) rispetto al riflesso (113) del corindone. Prima dell'analisi diffrattometrica i campioni sono stati condizionati per 14 ore in un microambiente al 50% di umidità relativa.

Per il riconoscimento delle fasi presenti è stato utilizzato il programma BRUKER EVA (ver.14 - 2008) completato dal database PDF2. I risultati delle analisi qualitative sono riportati in tabella 6.1: 31 campioni sono rappresentativi dell'epiclastite, 35 delle piroclastiti (di cui 5 campionati in *pipes*) e 6 delle tufiti.

In analogia con gli studi pregressi sulle zeoliti del Logudoro, nelle vulcanoclastiti si riscontrano alcune fasi ubiquitarie quali quarzo (*Qtz*), feldspati (*Feld*), biotite (*Bt*) e vetro (*Gl*), cui si possono accompagnare quantità variabili di clinoptilolite (*Cl*), smectite (*Sm*) e opale-CT (*Op*), raramente calcite (*Cal*).

Campione	Litotipo	Paragenesi	Campione	Litotipo	Paragenesi
EC-1A	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-753	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-1B	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-762	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-2	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-763	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-3	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-764	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-4A	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-766/A	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-4B	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-766/B1	Pirocl. (pipe)	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-5	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-766/B2	Pirocl. (pipe)	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-6	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-766/C	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-8	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-768/A	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-9	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-771	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-10	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Tr, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-780/12	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-524i	Epiclastite	<i>Cal, Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-780/5	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-524s	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-780/6	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-527i	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-782	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-542	Piroclastite	<i>Cal, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-783	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-543	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-784	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-544	Piroclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-785	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-546	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-786	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-546p	Pirocl. (pipe)	<i>Cl, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-800	Piroclastite	<i>Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-571	Tufite	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-811	Pirocl. (pipe)	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-578	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-812	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-615	Piroclastite	<i>Cl, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-823	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-620	Piroclastite	<i>Cl, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-838/A	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-624	Tufite	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-840	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-636	Tufite	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-841	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-642	Tufite	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-A	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-644	Tufite	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-B	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-676	Tufite	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-B1	Piroclastite	<i>Cl, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-680	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-B2	Piroclastite	<i>Cl, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-700	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-BEN	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-720	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-F	Epiclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-738	Pirocl. (pipe)	<i>Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>	EC-FS	Epiclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-740	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-S1	Piroclastite	<i>Cl, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-750	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Op, Bt, Feld, Gl</i>	EC-X2	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Tr, Op, Bt, Feld, Gl</i>
EC-751	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld</i>	EC-X57	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld, Gl</i>
EC-752	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld</i>	EC-X58	Piroclastite	<i>Cl, Sm, Qtz, Bt, Feld</i>

Tab. 6.1: risultati delle analisi XRPD

Si osserva che tutti i campioni di epiclastite contengono clinoptilolite associata a smectite in 14 casi (su 31); l'opale è sempre associata alla smectite, ed è presente in tutti i campioni tranne EC-9. Le analisi diffrattometriche hanno inoltre evidenziato che nei campioni di epiclastite EC-A e EC-4B, prossimi alla colata basaltica, è presente tridimite. Poiché tale fase non è ubiquitaria, è improbabile che essa sia di origine detritica; verosimilmente la sua presenza è da attribuire a locali e blandi effetti di metamorfismo termico verificatisi in quei settori dell'epiclastite a diretto contatto con il basalto.

La clinoptilolite è quasi sempre presente nelle piroclastiti: solo 3 campioni su 35 non ne contengono, uno dei quali proviene da un *pipe* (EC-738). La smectite è stata riscontrata in 26 campioni, inclusi i tre non zeolitizzati. L'opale è stata rilevata in 23 casi. In un campione non zeolitizzato dell'ignimbrite superiore la presenza di calcite è molto evidente (EC-542); tale fase è presente, non con altrettanta evidenza, anche in un campione di epiclastite (EC-524i).

Negli strati cineritici del deposito continentale post-vulcanico attribuiti al *Subsistema Tres Montes* (cfr. tufite in tab 6.1), l'associazione mineralogica è costantemente smectite, quarzo, feldspato, biotite e vetro; nessuno dei campioni contiene clinoptilolite o opale.

6.2 – Analisi diffrattometriche quantitative

La semplice normalizzazione dei diffrattogrammi rispetto al picco (113) del corindone non consente una stima quantitativa assoluta delle fasi presenti, tuttavia permette di confrontare in modo oggettivo i *pattern* tra loro, individuando in modo immediato i campioni più ricchi in una determinata fase (ad esempio la clinoptilolite), oltre a consentire di apprezzare l'entità delle variazioni dei tenori nella stessa fase tra un campione e l'altro. In effetti già in questo modo è possibile rilevare la maggiore variabilità del contenuto di clinoptilolite delle piroclastiti rispetto all'epiclastite (Fig. 6.1). Questo approccio si è reso necessario perché solo su 20 campioni è stato possibile eseguire il raffinamento Rietveld (software: BRUKER Topas – ver. 2.1). E' noto che tale metodo consente di modellizzare compiutamente solo fasi la cui struttura sia esprimibile con una “*delta function*”, ossia per la quale i parametri di cella (h,k,l) esistano e siano dei numeri interi. E' evidente che le fasi amorfe non soddisfano nessuna delle due condizioni richieste, e che le smectiti non soddisfano la seconda: l'indice “l” varia notevolmente (e non secondo quantità discrete ed intere) in funzione della presenza di interstrati, del grado di idratazione e della composizione cationica. Si aggiunga che la sola modellizzazione di fasi zeolitiche costituisce un problema; infatti tali fasi sono definibili da *delta functions*, ma a causa della variabilità della composizione cationica (e del contenuto d'acqua) anche nell'ambito di una stessa specie, ad esempio clinoptilolite, ogni singola zeolite costituisce una struttura a sé, approssimabile – in misura più o meno soddisfacente – dalle strutture già raffinate e disponibili nei vari database. Si è pertanto preferito evitare di produrre risultati relativi a campioni in cui le fasi presenti minavano in partenza i presupposti sui

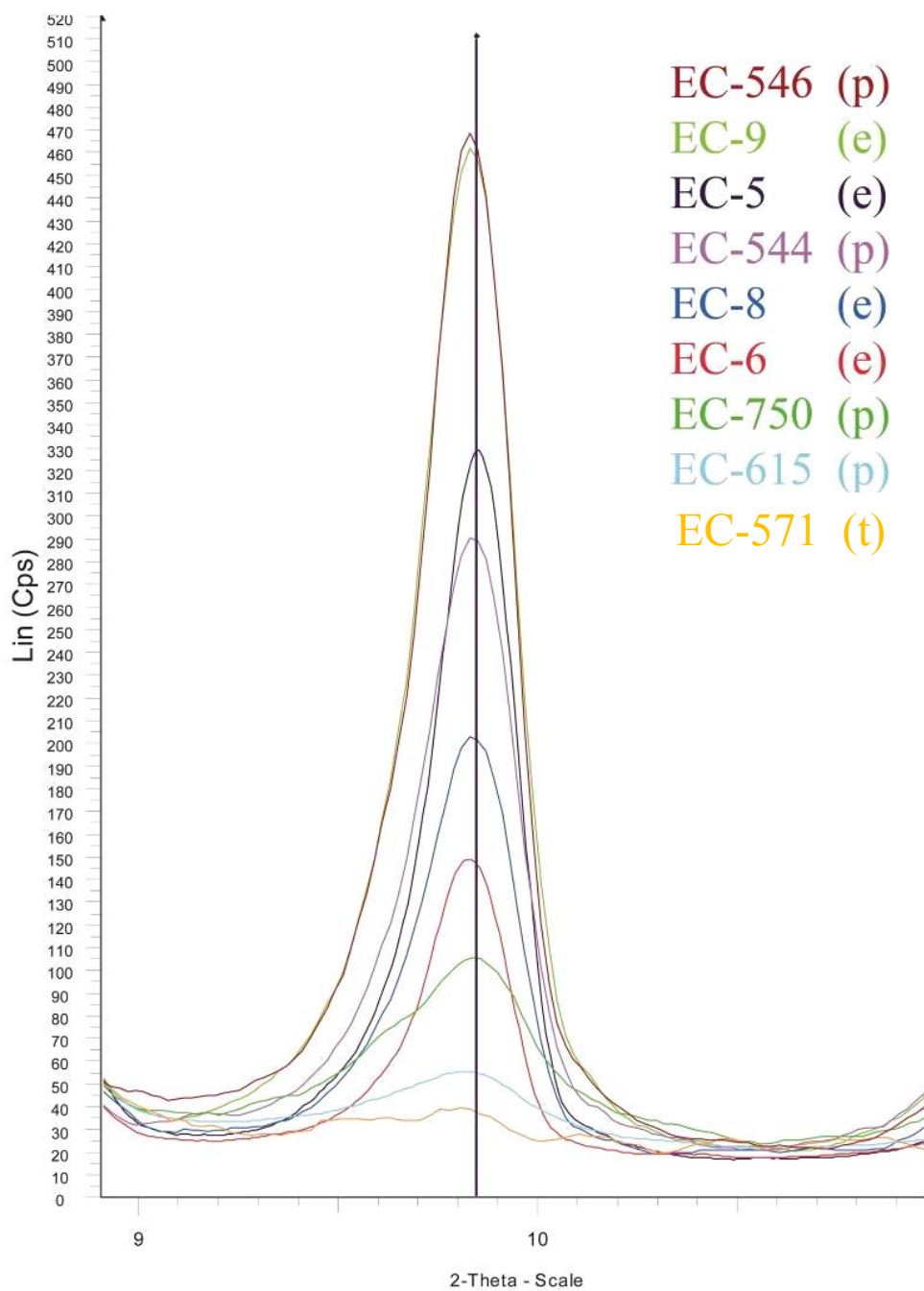


Fig. 6.1 – Dettaglio del riflesso (020) della clinoptilolite su diffrattogrammi normalizzati rispetto al picco (113) del corindone, aggiunto ai campioni come standard interno (20% in peso). N.B. il campione EC-571 è una tuffite non zeolitizzata inserita come riferimento, mentre EC-9 è una epiclastite contenente il 66 ± 7 di clinoptilolite (cfr. Tab. 6.2).

quali è basato il metodo Rietveld. Per inciso, il programma utilizzato è comunque in grado di produrre un affinamento, magari anche con un errore teorico (espresso dal parametro Rwp) accettabile, ma il risultato non avrebbe senso. In effetti in presenza di significative quantità di fasi argillose e vetro la tecnica più appropriata è la RIR (Reference Intensity Ratio), che però richiede una laboriosa fase preliminare mirante ad ottenere puri di tutte le fasi cristalline da determinare, seguita dalla loro acquisizione in XRPD, ciascuna di queste ripetuta più volte con quantità di standard interno variabili, onde realizzare le rispettive curve di taratura.

I risultati dei raffinamenti eseguiti (Fig. 6.2) sono riassunti nella tabella 6.2, che riporta le determinazioni relative a 2 campioni di piroclastite e 18 di epiclastite. Gli Rwp sono spesso elevati per i motivi precedentemente discussi. Nei campioni di epiclastite analizzati il tenore di clinoptilolite spazia tra il 26 ed 68%, con una media del 53%; tuttavia in 12 campioni su 18 è \geq al 55% (oltre il 50% i litotipi possono essere definiti zeolititi). La biotite mostra un tenore piuttosto uniforme così come il quarzo che, a meno di due campioni, si attesta di norma intorno al $10\pm 3\%$. Opale e feldspati mostrano variazioni consistenti dei rispettivi tenori, di regola speculari rispetto alla clinoptilolite.

Se è vero che sulla base di due sole determinazioni quantitative non è possibile eseguite valutazioni statistiche per ciò che concerne le piroclastiti, la variabilità del loro grado di zeolitizzazione è palese confrontando i diffrattogrammi normalizzati (Figure 6.3 e 6.4).

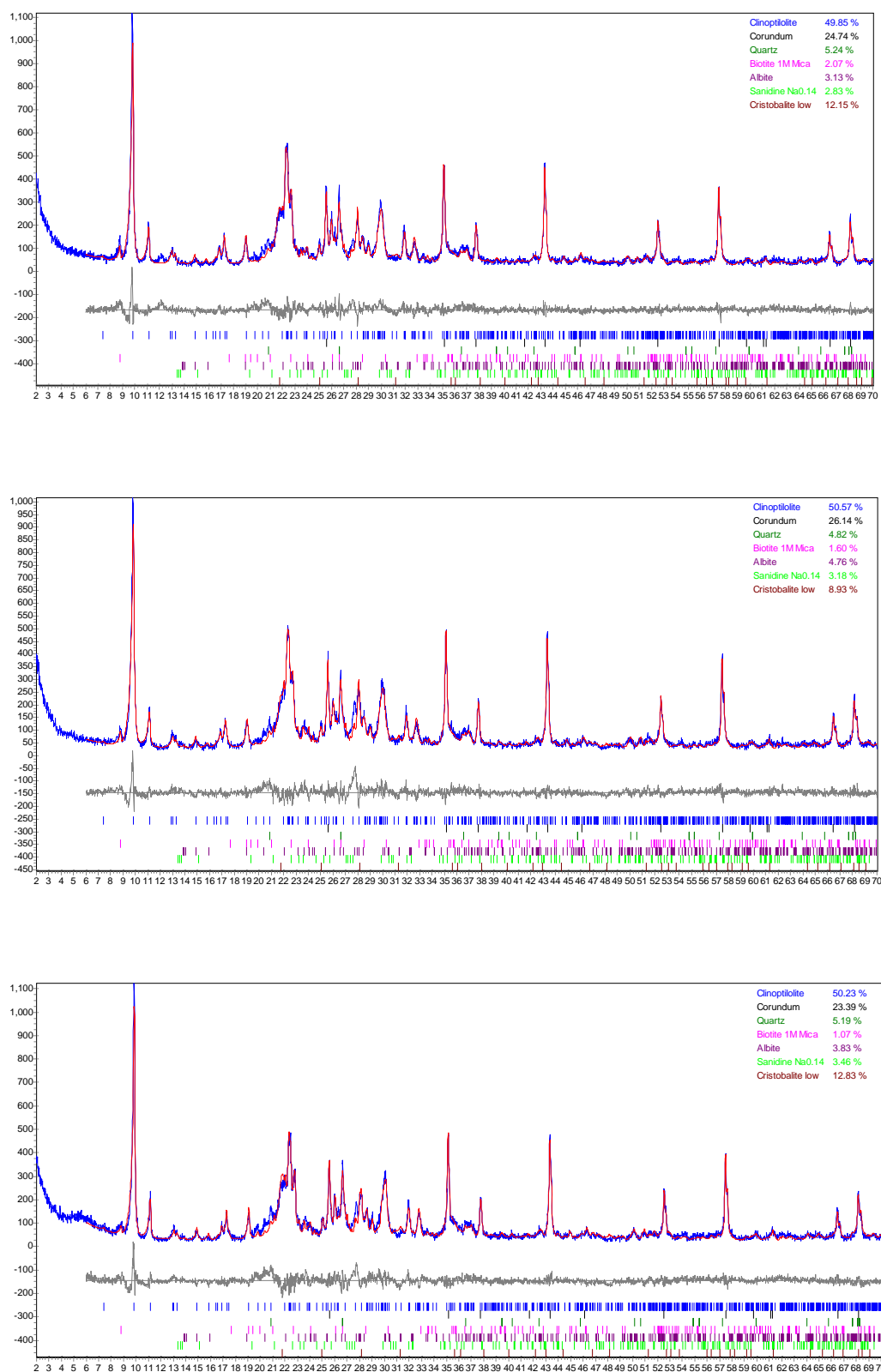


Fig. 6.2: risultati dei raffinamenti eseguiti su EC 838-A (in alto), EC 785 (al centro), EC 811 (in basso).

Unità	Campione	Clino	Quarzo	Biotite	Opale	Tot Feld	Rwp
PIRO	EC811	66 ±8	7 ±2	1 ±1	17 ±4	10 ±3	16.917
PIRO	EC766-B2	48 ±6	13 ±3	3 ±1	16 ±4	20 ±4	20.025
EPI	EC-1A	26 ±5	12 ±3	4 ±1	31 ±6	27 ±5	16.392
EPI	EC-1B	31 ±6	13 ±3	1 ±1	10 ±4	46 ±6	16.115
EPI	EC-3	55 ±7	12 ±3	5 ±1	16 ±5	12 ±3	16.871
EPI	EC-4A	27 ±5	19 ±4	3 ±1	22 ±5	29 ±5	18.874
EPI	EC-B	30 ±5	13 ±5	3 ±1	31 ±6	23 ±4	17.378
EPI	EC-F	42 ±6	7 ±2	3 ±1	25 ±5	23 ±4	17.410
EPI	EC-FS	55 ±7	10 ±3	2 ±1	18 ±4	15 ±3	16.530
EPI	EC9	66 ±7	8 ±2	3 ±1	7 ±2	16 ±3	16.272
EPI	EC762	65 ±7	7 ±2	3 ±1	17 ±4	8 ±3	15.829
EPI	EC763	57 ±7	13 ±3	3 ±1	8 ±2	19 ±4	21.173
EPI	EC764	62 ±7	4 ±1	2 ±1	27 ±5	5 ±2	17.291
EPI	EC768-A	65 ±7	8 ±2	3 ±1	9 ±3	15 ±3	17.896
EPI	EC771	63 ±6	8 ±2	2 ±1	13 ±4	14 ±3	17.416
EPI	EC782	65 ±6	6 ±2	1 ±1	18 ±4	10 ±3	16.233
EPI	EC783	64 ±7	10 ±3	3 ±1	8 ±2	16 ±4	19.530
EPI	EC785	68 ±8	7 ±2	2 ±1	12 ±3	11 ±3	15.855
EPI	EC838-A	66 ±7	7 ±2	3 ±1	16 ±4	8 ±3	15.595
EPI	EC841	47 ±6	19 ±4	2 ±1	9 ±3	23 ±4	21.437
	media	53	10	3	17	18	
	Solo dev st	15	4	1	8	10	
	su EPI max	68	19	5	31	46	
	min	26	4	1	8	5	

Tab. 6.2: risultati delle analisi quantitative (metodo Rietveld).

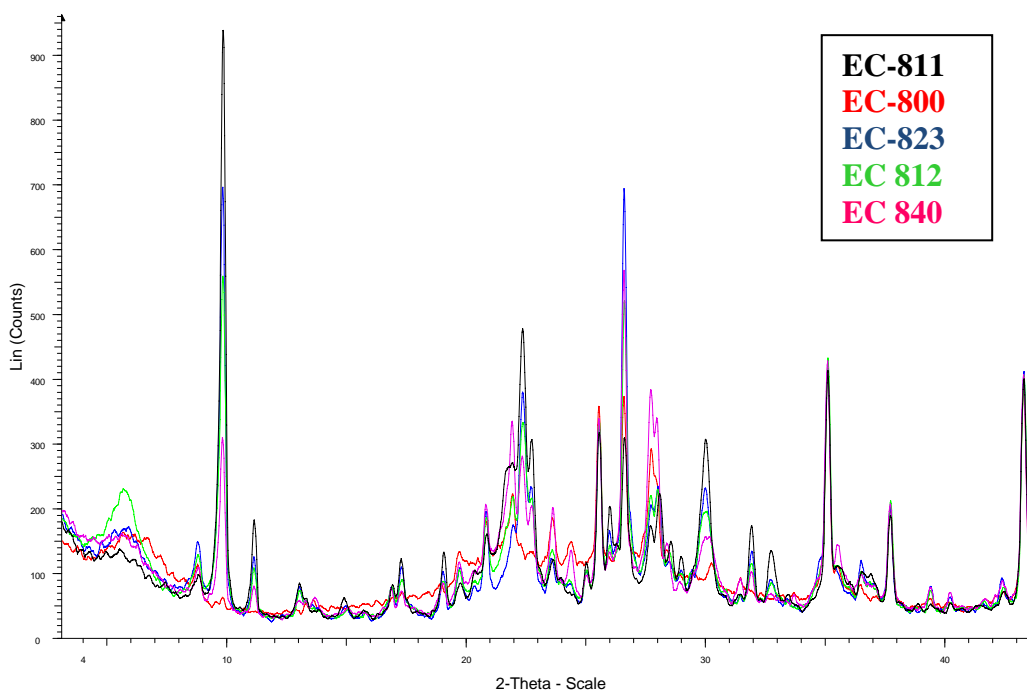


Fig. 6.3: – Intervallo 3-45° dei diffrattogrammi delle cinque piroclastiti, normalizzati rispetto al picco (113) del corindone. Notare la variabilità nell'intensità del picco della smectite (picco a ca. 6°) e la "gobba" nel background dovuta all'amorfo, molto evidente in EC-800.

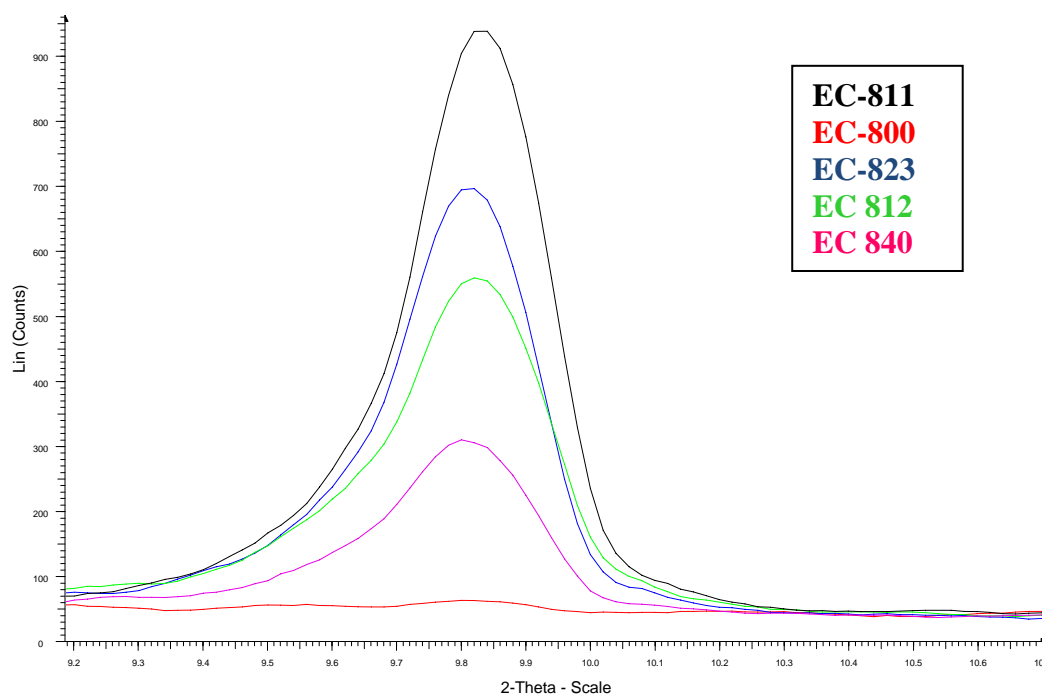


Fig. 6.4: – Dettaglio della figura precedente. Notare la variabilità nell'intensità del picco (020) della clinoptilolite nelle piroclastiti. N.B. il campione EC-811 è una piroclastite contenente il 66 ± 8 di clinoptilolite (cfr. Tab. 6.2); il campione EC-800 è privo di zeolite.

6.3 – Caratteri petrografici

Alcuni campioni raccolti nell'area in esame sono stati osservati in sezione sottile al microscopio ottico per la determinazione delle loro caratteristiche minero-petrografiche, peraltro oggetto di ricerche precedenti più focalizzate su tale tematica rispetto al presente lavoro di prospezione (Lecca *et al.*, 1997; Cerri *et al.*, 2001; Morbidelli *et al.*, 2001).

Per quanto riguarda i caratteri tessiturali delle ignimbriti, la maggior parte delle facies sono vitroclastiche ma, soprattutto nei livelli *welded*, si nota una tessitura eutaxitica (Fig. 6.5e). La porfiricità ha un indice compreso tra il 10% ed il 40% dove i valori più bassi si riscontrano nei livelli meno saldati, con abbondante matrice cineritica, ed è dovuta a fenocristalli in prevalenza di plagioclasio (An_{30-40}), frequentemente zonato (Fig. 6.5c), seguito da sanidino. Il quarzo è ben rappresentato, spesso con vistose anse di corrosione. La biotite manifesta incidenze piuttosto variabili, in genere è meno rappresentata nelle zone fortemente saldate rispetto alle altre. I minerali accessori sono la magnetite, ematite e rari cristalli di orneblenda (Fig. 6.5f). I clasti juvenili pomiceo sono vescicolati mentre i litici sono prevalentemente costituiti da frammenti di andesite tipicamente *blocky* e, meno frequentemente, da frammenti del basamento metamorfico (Fig. 6.5d). La pasta di fondo è costituita da materiale vetroso, spesso fortemente saldato ed in via di devettrificazione, pomice deformate, sferuliti e *shards* con morfologie di tipo *platy* e *cusped* (Fig. 6.5a). In prossimità delle zone di frattura o nei livelli saldati sono evidenti anche cristallizzazioni secondarie consistenti in minuti aggregati di feldspato potassico e quarzo. Nel campione EC-542 le micro cavità delle pomice risultano riempite da calcite (Fig. 6.5b).

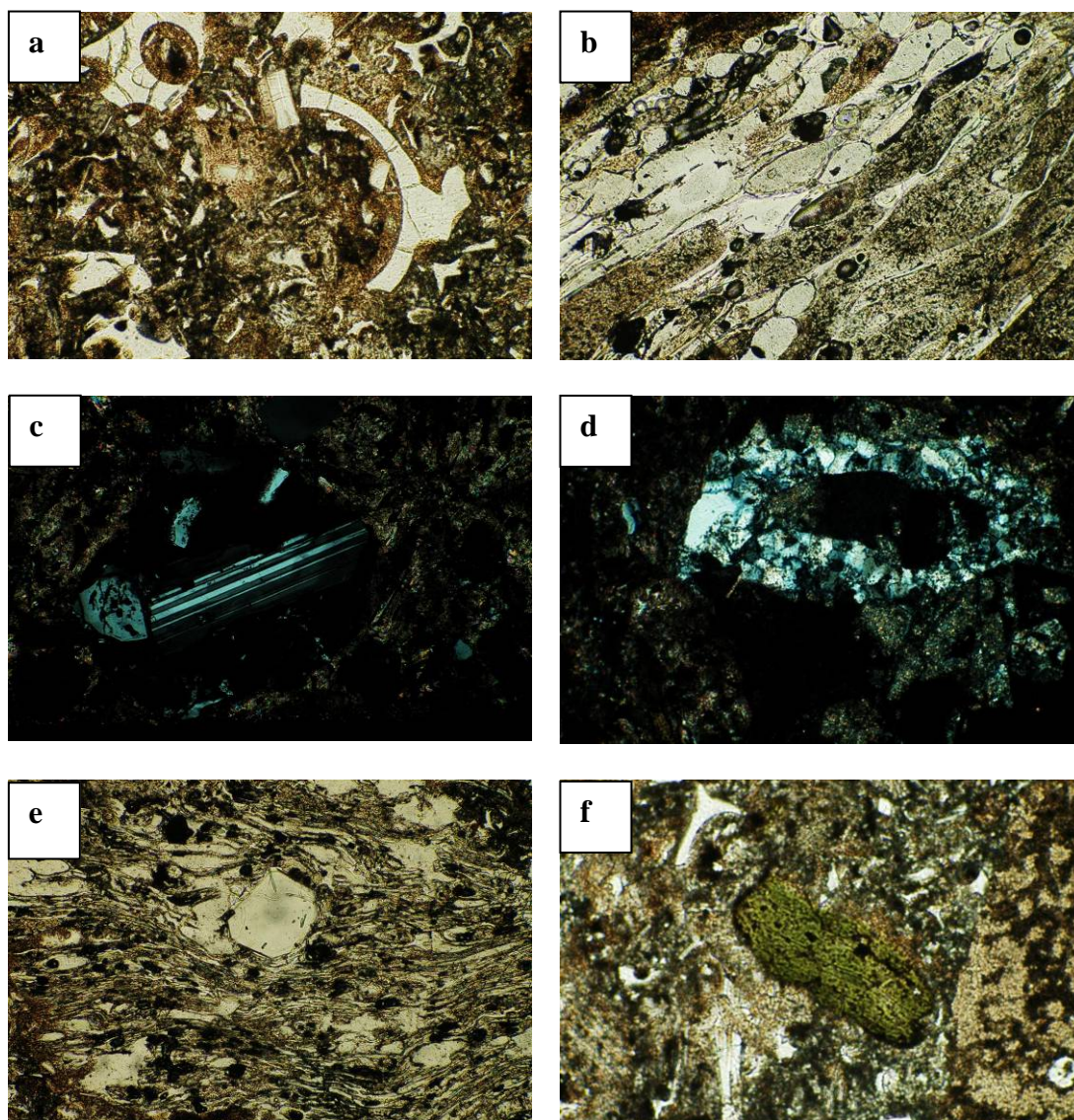


Fig. 6.5: esame microscopico delle piroclastiti in sezione sottile – (a) tessitura vitroclastica con *shards* di tipo *cusped* (ingr. 4x-N||); (b) vescicole riempite da cristallizzazione secondaria di calcite (ingr. 4x-N||); (c) fenocristallo di plagioclasio zonato (ingr. 4x-Nx); (d) frammento quarzatico incluso come litico (ingr. 4x-Nx); (e) tessitura eutassitica nella facies saldata (ingr. 4x-N||); (f) fenocristallo di orneblenda parzialmente alterato (ingr. 4x-N||).

L'epiclastite si presenta come un'arenite con sottili livelli sedimentari fino a microlaminazioni parallele, caratterizzati da un *sorting* buono (Fig. 6.6). Dal punto di vista granulometrico gli elementi costituenti lo scheletro risultano essere equidimensionali e sono costituiti sostanzialmente da quarzo e feldspati, immersi in una matrice cineritica nella quale si riscontrano frammenti di pomici sotto

forma di *shards*, e biotite. Sulle pareti degli *shards* e nei *vugs* è spesso possibile rilevare la morfologia dei microcristalli di clinoptilolite, fase riconosciuta in diffrazione X. Come già rilevato da Cerri *et al.* (2001) e da Morbidelli *et al.* (2001) tali fase non è detritica ma autigena, e sostanzialmente costituisce il cemento che conferisce coerenza all'epiclastite stessa.

Le facies più grossolane dell'epiclastite si presentano più ricche nella componente quarzo-feldspatica; in tali facies i clasti, in particolare quelli di dimensioni maggiori, manifestano un buon arrotondamento e lasciano supporre per queste tuffiti un certo trasporto. Nelle facies più sottili, invece, l'aspetto *unrounded* dei clasti induce a ritenere possibile anche la diretta deposizione in corpi idrici lacustri; del resto l'ipotesi che l'epiclastite di Badu 'e Giaga possa rappresentare depositi di tipo *water settled ash fall* non è stata esclusa (Cerri & Oggiano, 2002).

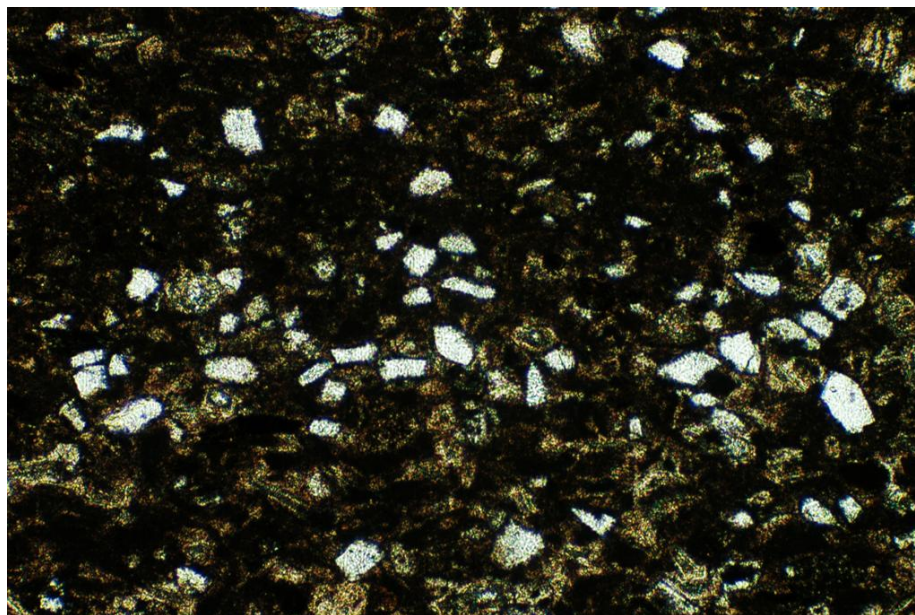


Fig. 6.6: esame microscopico in sezione sottile (ingr. 4x-N||) di un livello microlaminato di epiclastite.

6.4 – Valutazione del tenore di clinoptilolite

Il rilevamento e il campionamento dei depositi giudicati significativi in termini di spessore e sviluppo areale ha permesso di valutare, in termini quantitativi o comparativi, la variabilità della mineralizzazione secondaria a clinoptilolite che ha interessato i depositi vulcanoclastici del Logudoro orientale nell'agro di Mores-Bonnanaro-Torralba.

Come si evince dalla carta campioni allegata, la frequenza dei campioni zeolitizzati in quest'area aumenta da nord verso sud e da ovest verso est nei due sub-bacini Sos Orzales e Badu 'e Giaga, uno occidentale e uno orientale. L'intensità della zeolitizzazione segue un *trend* analogo, come dedotto dal confronto dei diffrattogrammi normalizzati rispetto al picco (113) del corindone. In particolare in località Sos Orzales, dove le epiclastiti sostanzialmente costituiscono una piccola collina estesa poco più di 1 km², le osservazioni di terreno, la geometria e la giacitura del deposito fanno ipotizzare spessori fino a 50 metri. Qui un campionamento verticale lungo i fianchi del versante ha messo in evidenza una discreta uniformità del tenore di clinoptilolite che si attesta tra il 57 ed il 65%, come documentato dalle analisi quantitative dai campioni EC-762, EC-763, EC-764, prelevati rispettivamente dal basso verso l'alto ad intervalli di circa 2 metri (Tab. 6.2).

Poco più a sud, in corrispondenza della colata basaltica di Calvia, le analisi diffrattometriche di campioni prelevati da un sondaggio per ricerche idriche hanno evidenziato la presenza di clinoptilolite, associata a smectite, fino a 35 metri di profondità dal piano di campagna (campione EC-780/12 – Fig. 6.7).

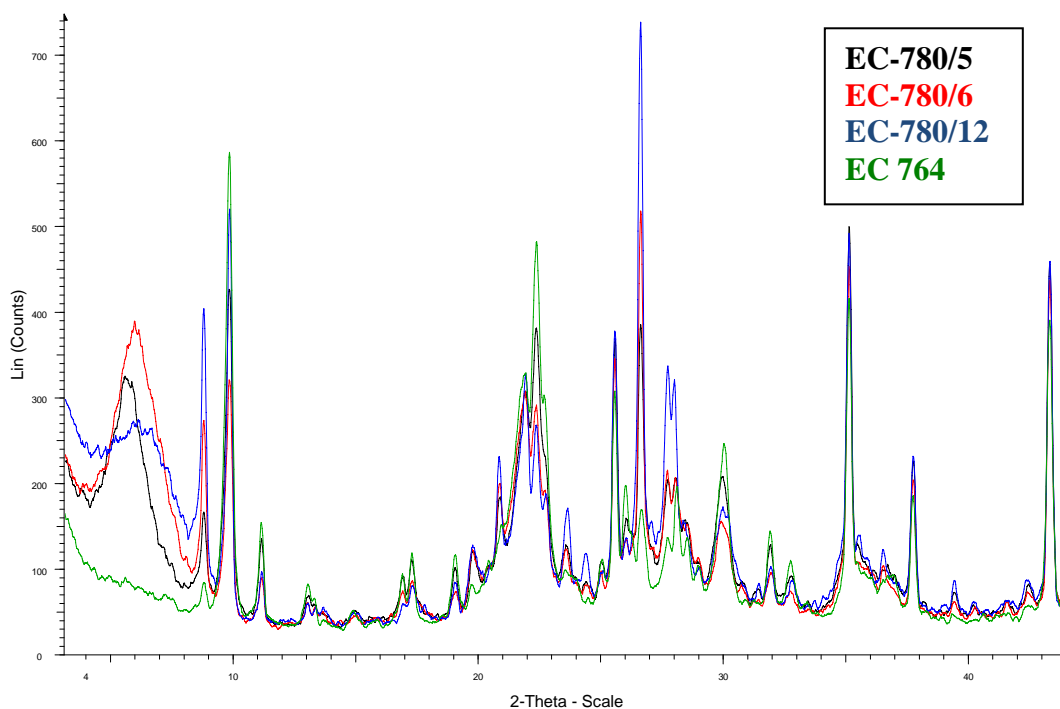


Fig. 6.7 – Intervallo 3-45° dei diffrattogrammi dei tre campioni relativi alla perforazione per ricerche idriche eseguita in località Calvia, normalizzati rispetto al picco (113) del corindone. Notare che la clinoptilolite (picco principale a ca. 10°) è associata a smectite (picco a ca. 6°). N.B. il campione EC-764 è un'epiclastite zeolitizzata inserita come riferimento, contenente il 62±7 di clinoptilolite (cfr. Tab. 6.2).

Si è inoltre riscontrato che le frazioni più fini dell'epiclastite presentano un maggior contenuto di clinoptilolite, a dispetto di quelle più grossolane che sono più ricche in feldspati e, subordinatamente quarzo. Infine, l'intensità della zeolitizzazione diminuisce allontanandosi dalle principali direttrici tettoniche.

7 – ASPETTI GENETICI

7.1 – Osservazioni di partenza

Il rilevamento di campagna ha mostrato l'esistenza nell'area compresa nei territori di Mores, Bonnanaro e Torralba di affioramenti vulcano-sedimentari costituiti da flussi piroclastici ed epiclastiti legati al ciclo vulcanico calcalalino. Interessati da una mineralizzazione a clinoptilolite. Oltre ad essi nel settore occidentale si registra la presenza di un livello guida epiclastico che anticipa il sistema alluvionale pre-trasgressione, costituito da un conglomerato - sovrastato da cineriti con abbondanti pomici e lapilli - che poggia sopra l'ignimbrite superiore. Le suddette cineriti, spesso direttamente a contatto con i litotipi carbonatici sovrastanti per contatto erosivo, non sono zeolitizzate.

La prospezione di terreno è stata accompagnata da un'estesa campionatura di litotipi vulcanoclastici, la cui analisi ha evidenziato che la mineralizzazione secondaria porta sempre alla segregazione di clinoptilolite nell'epiclastite, mentre la sua presenza nella piroclastite non è altrettanto continua né in termini di frequenza né, tantomeno, di intensità del fenomeno. La clinoptilolite nei litotipi epiclastici non ha caratteri di rimaneggiamento, testimoniando un processo di zeolitizzazione post-deposizionale. Le facies saldate delle piroclastiti non sono interessate dalla mineralizzazione a zeolite, inoltre non tutti i campioni prelevati in corrispondenza di *degassing pipe* contengono clinoptilolite.

Nell'insieme la frequenza di campioni zeolitizzati diminuisce da E verso O e da S verso N, inoltre generalmente allontanandosi dalle discontinuità tettoniche le sole fasi secondarie risultano essere smectite e opale.

7.2 – Considerazioni sulla genesi del giacimento

Come riportato in studi precedenti sui processi di zeolitizzazione delle vulcaniti della Sardegna settentrionale, la clinoptilolite di questa zona si è sviluppata a spese della frazione vetrosa delle piroclastiti e delle epiclastiti, ad opera di fluidi che hanno circolato nei materiali vulcanoclastici.

L'assenza di mineralizzazione a carico delle tuffiti cineritiche del *Subsistema Tres Montes* - finora mai segnalate – situate a contatto con i litotipi carbonatici, permette alcune interessanti speculazioni:

- conferma che l'acqua marina, per quanto alcalina, della trasgressione marina non ha avuto alcun ruolo nella zeolitizzazione;
- induce a ritenere che i litotipi vulcanoclastici più antichi non fossero ancora zeolitizzati nel momento in cui i sedimenti cineritici che costituiscono il *Subsistema Tres Montes* si depositavano, infatti in tal caso la clinoptilolite, facilmente erodibile, sarebbe presente come fase detritica.

Elemento spaziale che discrimina la presenza di zeolite in questo settore del Logudoro sembra essere la prossimità con le principali faglie, che in questo settore sono spesso ricalcate dalle effusioni basaltiche Plio-Quaternarie. Lungo queste direttrici tettoniche possono essere stati veicolati fluidi idrotermali che hanno permeato la roccia in funzione della sua porosità (originaria) e del grado di fratturazione (Cerri *et al.*, 2001). Tale scenario spiegherebbe anche l'assenza di zeolitizzazione nella frazione vetrosa delle tuffiti cineritiche del *Subsistema Tres Montes*, localizzate nella zona più settentrionale e distante dalle discontinuità tettoniche.

8 – CONCLUSIONI

I risultati conseguiti nel corso di questa tesi consistono nell'approfondimento delle conoscenze circa i caratteri stratigrafici e giacimentologici dei litotipi zeolitizzati compresi nei territori di Mores, Bonnanaro e Torralba nel Logudoro orientale. Il rilevamento geologico, integrato anche con una prospezione geoelettrica applicata ai litotipi zeolitizzati, ha permesso di perfezionare la ricostruzione stratigrafica del Logudoro orientale rispetto ai lavori antecedenti.

Nell'area in studio la base della sequenza vulcanica è costituita da espandimenti basalto-andesitici a struttura porfirica. Queste rocce sono a volte sormontate da conglomerati che rimaneggiano le stesse, ma più spesso sono ricoperte da flussi piroclastici a chimismo da riodacitico a riolitico, con intercalata un'epiclastite che testimonia una stasi, quanto meno locale, nell'attività esplosiva. I flussi piroclastici, essenzialmente pomiceo-cineritici, manifestano un grado di saldatura variabile e spesso è possibile individuare distinte unità di raffreddamento; nell'insieme mostrano una geometria asimmetrica, con spessori che diminuiscono da E verso O e giacitura che presenta una debole immersione verso ONO. Al ciclo vulcanoclastico fa seguito la formazione miocenica sedimentaria di ambiente fluvio-deltizio (*Oppia Nuova*), in cui è stata riconosciuta una variazione laterale rappresentata da una bancata spessa da 1-3 m di conglomerato ben cementato ad elementi di basamento, vulcaniti e piroclastiti saldate. Inoltre è stato individuato un livello cineritico parzialmente rimaneggiato di spessore variabile, ma generalmente inferiore a 5 m, scarsamente coerente, contenente diffuse pomici centimetriche, che spesso si trova in giacitura

concordante rispetto ai sovrastanti depositi carbonatici di ambiente francamente marino. La piattaforma carbonatica è sigillata nei bassi strutturali dalle colate basaltiche Plio-Quaternarie, che nell'area esaminata corrispondono oggi ad alti morfologici.

I principali lineamenti tettonici sono rappresentati da strutture trascorrenti con direzione NE-SO, successivamente riattivate come faglie dirette, e da un secondo sistema, subordinato, di faglie normali con direzione N-S che hanno creato una piccola depressione nella parte centrale dell'area di studio.

La prospezione ha prodotto una cartografia al 10.000 che ricostruisce con un certo dettaglio la successione della zona studiata, corredata di carta campioni. In analogia con gli studi pregressi si riscontrano alcune fasi ubiquitarie quali quarzo (*Qtz*), feldspato (*Feld*), biotite (*Bt*) e vetro (*Gl*), cui si possono accompagnare quantità variabili di clinoptilolite (*Cl*), smectite (*Sm*) e opale-CT (*Op*).

Elemento discriminante per la presenza di zeolite sembra essere la prossimità alle principali direttrici tettoniche, che in questo settore sono spesso ricalcate dalle effusioni basaltiche Plio-Quaternarie. Di norma allontanandosi da tali direttrici le sole fasi secondarie risultano essere smectite e opale; talvolta l'unico fenomeno di alterazione secondaria è relativo ad una idratazione della componente vetrosa.

Le analisi in diffrazione X hanno mostrato che la zeolitizzazione a clinoptilolite dei prodotti vulcanoclastici si estende anche al settore considerato. Nell'insieme la frequenza di campioni zeolitizzati diminuisce da E verso O e da S verso N. I campioni di epiclastite analizzati contengono sempre clinoptilolite,

mentre la sua presenza nella piroclastite non è altrettanto continua. Inoltre, la mineralizzazione a clinoptilolite nell'epiclastite è più uniforme che nelle unità piroclastiche.

Nel livello cineritico a letto dei depositi carbonatici del Burdigaliano superiore - Langhiano, la frazione vetrosa si è idratata, spesso alterandosi parzialmente in smectite, mai in zeolite. Ciò indica che l'acqua della trasgressione marina non ha avuto alcun ruolo nella zeolitizzazione, poiché in tal caso proprio la cinerite immediatamente a contatto con i depositi marini sarebbe dovuta essere la più interessata dal processo di mineralizzazione. L'assenza di clinoptilolite detritica nei litotipi epiclastici, in particolare all'interno di quello più recente, testimonia inoltre che il processo di zeolitizzazione è stato posteriore alla deposizione di tutti i prodotti vulcanoclastici.

Nell'insieme l'assetto riscontrato è compatibile con il modello di zeolitizzazione ad opera di fluidi idrotermali proposto da Cerri *et al.* (2001).

Le analisi diffrattometriche quantitative eseguite sui campioni di epiclastite hanno evidenziato tenori in clinoptilolite superiori al 50% in 12 casi su 18.

L'analisi della tomografia di resistività ha consentito di rilevare la presenza di volumi zeolitizzati anche al di sotto di una copertura costituita da basalto, mettendo in luce la continuità dei depositi mineralizzati e confermando la validità della prospezione geoelettrica anche nella ricerca di rocce zeolitizzate. Naturalmente nell'area investigata esistono depositi caratterizzati da *stripping ratio* più vantaggiosi come, ad esempio, Sos Orzales.

9 – BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1995) - *Cuban Zeolite Exports*. Mining Journal (London), vol. 324, n. 8308: 7.
- ALBERTI, A. (1986): *Le zeoliti in Sardegna*. Boll. Soc. Sarda Sci. Nat. 25: 1-18.
- AMBROSETTI P., BOSI C., CARRARO F., CIARANFI N., PANIZZA M., PAPANI G., VEZZANI L., BARTOLINI C. ZANFERRARI A. (1983) – *Neotectonic Map of Italy*. Quaderni della Ricerca Scientifica, 114, Vol. 4.
- ARMBRUSTER T. (2001) – *Clinoptilolite-heulandite: applications and basic research*. Stud. Surf. Sc. Catal. 135: 13-27.
- ASSORGIA A., BARCA S., CASULA G., SPANO C. (1988) – *Le successioni sedimentarie e vulcaniche del Miocene nei dintorni di Giave e Cossoine (Logudoro, Sardegna NW)*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., vol. XXVI: 75-107.
- BARCA S., SPANO C., CAU A., COTTONE L., DEIDDA D., SANNA G. (2000) - *Inquadramento cronobiostratigrafico ed evoluzione del bacino di sedimentazione del territorio compreso fra Bonorva e Codrongianus (Sardegna settentrionale)*. Rendiconti Seminario Facoltà Scienze Università Cagliari Supplemento Vol. 70: 375-390.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., VENTURELLI G. (1976) – *Le vulcaniti Plio-Quaternarie del Logudoro (Sardegna nord-occidentale)*. Boll. Soc. Geol. It. 95, 339-350.
- BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G., SAVELLI C., VENTURELLI G. (1977) – *Carta geopetrografica del vulcanismo plio-pleistocenico della Sardegna nord-occidentale*. Coordinamento Cartografico Cantoni.
- BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G., SAVELLI C., VENTURELLI G. (1981) – *Geochronology and Magmatic Character of the Pliocene-Pleistocene Volcanism in Sardinia (Italy)*. Bull. Volcanol. 40-3, 153-168.
- BECCALUVA L., CIVETTA L., MACCIOTTA G. & RICCI C.A. (1985) – *Geochronology in Sardinia: results and problems*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 40, 57-72.
- BECCALUVA L., BROTZU P., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., SERRI G. & TRAVERSA G. (1987) – *Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the sardo-tyrrhenian area*. In: *The lithosphere in Italy. Advances in earth science research*, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 229-248.
- BECCALUVA L., COLTORTI M., GALASSI B., MACCIOTTA G. & SIENA F. (1994) – *The Cainozoic calcalkaline magmatism of the western mediterranean and its geodynamic significance*. Boll. Geof. Teor. Appl., 36, 141-144.
- BISH D.L. & POST J.E. (1993) *Quantitative mineralogical analysis using the Rietveld full-pattern fitting method*. American Mineralogist, 78, 932-940.
- BONFERONI M.C., CERRI G., DE' GENNARO M., JULIANO C., CAMELLA C. (2007) - *Zn²⁺-exchanged clinoptilolite-rich rock as active carrier for antibiotics in anti-acne topical therapy. In-vitro characterization and preliminary formulation studies*. Applied Clay Science, vol. 36, (1-3): 95-102.
- BRECK D.W. (1980) - *Potential uses of natural and synthetic Zeolites in industry*. In *Properties and Applications of Zeolites*, R.P. Townsend ed., The Chem. Soc. London, 391-422.

- BROTZU P., DI SABATINO B., MORBIDELLI L. (1970) – *Ricerche e considerazioni petrologiche sulle concentrazioni nodulari ultrafemiche di alcune lave post-mioceniche della Sardegna*. Periodico di Mineralogia 39, 291-322.
- BROTZU P., LONIS R., MELLUSO L., MORBIDELLI L. TRAVERSA G., FRANCIOSI L. (1997) – *Petrology and evolution of calcalkaline magmas from Monte Arcuentu volcanic complex (SW Sardinia, Italy)*. Periodico di Mineralogia 66, 7-61.
- BROTZU P., GHIARA M.R., CINCOTTI F., LONIS R., FERCIÀ M.L. & SAU A. (2006) – *Distribuzione dei minerali autigeni nei flussi piroclastici dell'unità di Allai (Sardegna centro meridionale)*. Abstract 85° Congresso SIMP, Fluminimaggiore.
- CALANCHI N., FONTANA C., VENTACOLI C. (1980) – *I minerali di Capo Marargiu (Sassari)*. Rivista di Mineralogia
- CAPPELLETTI P., DE'GENNARO M., LANGELLA A., NAITZA S., PADALINO G., PALOMBA M., RIZZO R., (1999a) - *Zeolite mineralization in the pyroclastic flow deposit from Allai Unit (central Sardinia, Italy)*. Atti del Convegno Giornate di Studio dell'Associazione Italiana Zeoliti, Ferrara(Italy), 15–17.
- CAPPELLETTI P., LANGELLA A., DE GENNARO R. AND COLELLA A. (1999b) - *Mineralogical and technical features of zeolite deposits from northern latium volcanic districts*. Periodico di Mineralogia, 68, 2, 127-144.
- CAPPELLETTI P., LANGELLA A., CRUCIANI G. (1999c) - *Crystal-chemistry and synchrotron Rietveld refinement of two different clinoptilolites from volcanoclastites of north-western Sardinia*. European Journal of Mineralogy 11(6): p. 1051-1060.
- CAPPELLETTI P., COLELLA C., CRUCIANI G., DE' GENNARO M., LANGELLA A., OGGIANO G. AND PANSINI M. (2000) – *Mineralogy and cation-exchange features of heulandite group zeolites from northern Sardinia, Italy*. In: Natural Zeolites for the Third Millennium, C. Colella and F.A. Mumpton, eds., De Frede, Napoli, Italy, pp. 151-158.
- CARA S., CARCANGIU G., PADALINO G., PALOMBA M., TAMANINI M., (1996) – *Studio preliminare del deposito a bentonite-zeoliti ell'area di Monte Ossoni (Castelsardo, Sardegna settentrionale)*. Atti del Congresso Internazionale Centenario dell'Associazione Mineraria Sarda 1896–1996, Sardegna Mineraria dal I al III Millenio —Miniere, Cave, Ambiente, Sessione III, Oct. 12–13, pp.93–98.
- CARMIGNANI L., BARCA S., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCÌ S. (1994) – *Tertiary compression and extension in the Sardinian basement*. Boll. Geof. Teor. Appl., 36, 45-62.
- CARMIGNANI L., DECANDIA F.A., DISPERATI L., FANTOZZI P.L., LAZZAROTTO A., LIOTTA D. & OGGIANO G. (1995) – *Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines*. Terra Nova, 7, 128-137.
- CARMIGNANI L., OGGIANO G., BARCA S., CONTI P., SALVADORI I., ELTRUDIS A., FUNEDDA A., PASCÌ S. (2001) – *Geologia della Sardegna*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, Serv. Geol. Naz., Ist. Poligr. Zecca dello Stato.
- CAS R.A.F. & WRIGHT J.V. (1987) – *Volcanic succession – modern and ancient*. Allen & Unwin Ed.: 251-252.

- CASHMAN K.V. & FISKE R.S. (1991) – *Fallout of pyroclastic debris from submarine volcanic eruptions*. Science 253: 275-279.
- CASULA G., CHERCHI A., MONTADERT L., MURRU M. & SARRIA E. (2001) – *The Cainozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data*. Marine and Petroleum Geology, 18, 863-888.
- CERRI G. (2000) – *Caratterizzazione geologica, mineralogica e tecnologica dei tufi zeolitizzati della Sardegna settentrionale*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Sassari.
- CERRI G., LANGELLA A., CAPPELLETTI P., DE GENNARO M. (1998). - *Prospection of industrial minerals in Sardinia: zeolites of heulandite group in Logudoro volcanoclastites*. In: Proceedings of 4th National Conference on the Science and Technology of Zeolites, E. Fois and A. Gamba (eds.), 128-131.
- CERRI G., CAPPELLETTI P., DE' GENNARO M., LANGELLA A., (2000) – *Technological features of clinoptilolite-rich materials from Logudoro (Northern Sardinia, Italy)* - In Rammlmair D., Mederer J., Oberthur TH., Heimann R.B, Pentinghaus H. Applied Mineralogy in Research, Economy, Technology, Ecology and Culture. (vol. 1, pp. 111-114). Rotterdam: Balkema Publishers (Netherlands).
- CERRI G., CAPPELLETTI P., LANGELLA A. & DE' GENNARO M. (2001) – *Zeolitization of Oligo-Miocene volcanoclastic rocks from Logudoro (northern Sardinia, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., 140: 404-421.
- CERRI G., LANGELLA A., PANSINI M., CAPPELLETTI P. (2002) – *Methods of determining Cation Exchange Capacity for clinoptilolite-rich rocks of the Logudoro Region in Northern Sardinia, Italy*. Clay and Clay Minerals. vol. 50: 127-135.
- CERRI G. & OGGIANO G. (2002) – *Le epiclastiti zeolitizzate del Logudoro orientale: un livello guida all'interno della successione vulcano-sedimentaria della Sardegna centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., 121: 3-10.
- CERRI G., OGGIANO G. (2002) – *Carta geologica del Logudoro Orientale (Sardegna Settentrionale)*. [scala 1:25000].
- CERRI G., DE' GENNARO M., BONFERONI M.C., CARAMELLA C. (2004) - *Zeolites in biomedical application: Zn-exchanged clinoptilolite-rich rock as active carrier for antibiotics in anti-acne topical therapy*. Applied Clay Science, vol. 27/3-4: 141-150.
- CERRI G. & MAMELI P. (2004) – *Secondary mineral assemblages within epiclastites of Western Logudoro, Sardinia, Italy*. Geol Soc of America, 36,4: 81
- CERRI G., CAPPELLETTI P., DE' GENNARO M., LANGELLA A., MAMELI P., OGGIANO G. (2006) – *I depositi a clinoptilolite in Sardegna: stato dell'arte e prospettive*. Abstract 85° Congresso SIMP Fluminimaggiore.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) – *The Oligo-Miocene Rift of Sardinia and early history of the western mediterranean basin*. Nature, 298, 736-739.
- CHIPERA S.J., BISH D.L. (1995) - *Multireflection RIR and intensity normalizations for quantitative analyses: applications to Feldspars and Zeolites*. Powder Diffraction, 10, 47-55.

- CINCOTTI A., LAI N., ORRÙ R., CAO G. (2001) – *Sardinian natural clinoptilolites for heavy metals and ammonium removal: experimental and modeling*. Chemical Engineering Journal 84, 275–282.
- COLELLA C., PANSINI M., DE GENNARO M. (1991) – *The State of the art of the research on the use of Italian zeolite tuffs in molecular sieving, energy storage, catalysis, cement manufacture and zootechny*. L'Industria Mineraria, 12–18.
- COULON C. (1977) – *Le volcanisme calco-alcalin cenozoïque de Sardaigne (Italie). Péetrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites – Signification géodinamique*. Thèse Doct. 3 Cycle, Université Marseille, 288 pp.
- COULON C., DEMANT A. & BELLON H. (1974) – *Premières datations par la méthode K-Ar de quelques laves cénozoïques et quaternaires de Sardaigne nord-occidentale*. Tectonophysics, 22, 41-57.
- DEGENNARO M., OGGIANO G., LANGELLA A., DI PISA A. (1995) – *Technological perspectives from volcanoclastic rocks of North Sardinia*. Proc. 3rd Convegno Nazionale Scienza e Tecnologia delle Zeoliti. Ed Aiello, Italy: 337-345.
- DEGENNARO M., LANGELLA A. (1996) – *Italian zeolitized rocks of technological interest*. Mineral Deposita 31: 452-472.
- DEGENNARO M., LANGELLA A., PADALINO G., PALOMBA M. (1998) – *Studio delle mineralizzazioni a zeolite di Monte Ossoni (Castelsardo, Sardegna settentrionale) e dell'area di Allai-Samugheo (Sardegna centrale) quali possibili depositi di minerali industriali*. In Fois E., Gamba A. (Ed) Proc. 4^o Convegno Nazionale Scienza e Tecnologia delle Zeoliti. Ed Aiello, Italy: 57-59.
- DE GENNARO R., CAPPELLETTI P., CERRI G., DE' GENNARO M., DONDI M., GUARINI G., LANGELLA A., NAIMO D. (2003) - *Influence of zeolites on the sintering and technological properties of porcelain stoneware tiles*. Journal of the European Ceramic Society, vol. 23: 2237-2245.
- DE GENNARO R., CAPPELLETTI P., CERRI G., DE' GENNARO M., DONDI M., LANGELLA A. (2004) - *Zeolitic tuffs as raw materials for lightweight aggregates*. Applied Clay Science, vol. 25: 71-81.
- DE GENNARO R., DONDI M., CAPPELLETTI P., CERRI G., DE' GENNARO M., GUARINI G., LANGELLA A., PARLATO L., ZANELLI C. (2007) – *Zeolite-feldspars repiclastic rocks a sflux in ceramic tile manufacturing*. Microporous and Mesoporous Materials 105: 273–278
- DERIU M. (1962) – *Stratigrafia, cronologia, e caratteri petrochimici delle vulcaniti "oligoceniche"*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 675-706.
- DI PISA A., GATTIGLIO M., OGGIANO G. (1992) – *Pre-Hercynian magmatic activity in the nappe zone (internal and external) of Sardinia: evidence of two within plate basaltic cycles*. Contributions to the geology of Italy, Newsletter 5 (276), 107-116.
- DOGLIONI C., FERNANDEZ M., GUENGUEN E. & SABAT F. (1999) – *On the interference between the early Apennines – Maghrebides backarc extension and Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of Western Mediterranean*. Boll. Soc. Geol. It., 118: 75-89.

- DOSTAL J., COULON C. & DUPUY C. (1982) – *Cainozoic andesitic rocks of Sardinia (Italy)*. In: *Andesites*, John Wiley & Sons, 354-370.
- EDEL J.B., DUBOIS D., MARCHANT R., HERNANDEZ J., COSCA M. (2001) – *La rotation miocène inférieur du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement*. Bull. Soc. Géol. France, 172(3), 275-283.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) – *The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 31-38.
- FUNEDDA A., OGGIANO G. & PASCI S. (2000) – *Carta geologica del Logudoro (Sardegna Settentrionale)*. [scala 1:50000].
- GARBARINO C., GRILLO S.M. & SISTU G. (1991) – *First data on Tertiary epithermal occurrences in Sardinia (Italy)*. Proceeding “Brasil Gold 91”, E.A. Ladeira ed., 1, 143-150.
- GHIARA M.R., PETTI C., FRANCO E., LUXORO S. (1995) – *Diagenetic clinoptilolite from pyroclastic flows of northern Sardinia*. Proc. 3rd Convegno Nazionale Scienza e Tecnologia delle Zeoliti. Ed Aiello, Italy: 349-353.
- GHIARA M.R., LONIS R., PETTI C., FRANCO E., LUXORO S., BALASSONE G., (1997) – *The zeolitization process of Tertiary orogenic ignimbrites from Sardinia (Italy): distribution and mining importance*. Periodico di Mineralogia 66, 211–229.
- GHIARA M.R., FRANCO E., LONIS R., PETTI C., LUXORO S., GNAZZO L. (1999) – *Occurrence of clinoptilolite and mordenite in Tertiary calc-alkaline pyroclastites from Sardinia (Italy)*. Clay & Clay Minerals 47-3: 319-328.
- GHIARA M.R., PETTI C., FRANCO E., LONIS R. (2000) – *Distribution and genesis of zeolites in Tertiary ignimbrites from Sardinia: evidence of superimposed mineralogenic processes*. In: *Natural Zeolites for the Third Millennium*, C. Colella and F.A. Mumpton, eds., De Frede, Napoli, Italy, pp. 177-192.
- GIRAUD J., BELLON H. & TURCO G. (1979) – *L'intrusion microdioritique tertiaire d'Alghero (Sardaigne). Age K-Ar et relation avec le magmatisme calco-alcalin sarde. Analogies avec les estérellites de l'Esterel (var)*. C.R. Acad. Sci. Paris, 288, 9-12.
- GOTTARDI G. (1978) - *Mineralogy and crystal chemistry of Zeolites*. In *Natural Zeolites, Occurrence, Properties and Use*, L.B. Sand F.A. Mumpton Eds, Pergamon Press, Oxford, 31-34.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE (1992) – *Foglio 480 – Sezione IV – Thiesi*. Carta topografica d'Italia scala 1:25000, Serie 25.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE (1992) – *Foglio 480 – Sezione I – Mores*. Carta topografica d'Italia scala 1:25000, Serie 25.
- JACOBACCI A. (1953) – *Osservazioni geologiche nel IV quadrante del F° 193 “Bonorva”*. Boll. Serv. Geol. d'It., 75, 7-64.
- KOGEL J.E., TRIVEDI N.C., BARKER J.M., KRUKOWSKI S.T. (2006) – *Industrial Minerals & Rocks - Commodities, Markets and Uses*. 7th edition. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. 1548 pp.
- LAMARMORA A., (1857). *Voyage en Sardaigne: troisième partie. Description géologique et paléontologique*. Bocca impr. Royale, Torino 2: 707-781.

- LANGELLA A., PANSINI, CAPPELLETTI P., OGGIANO G., DE GENNARO M., COLELLA C. (1996) – *Le clinoptiloliti della Sardegna settentrionale: prime valutazioni tecnologiche*. In Giornate di Studio dell’AIZ 96 – Alghero: 20-21.
- LANGELLA A., CAPPELLETTI P., CERRI G., BISH D.L., DE GENNARO M. (1999) – *Distribution of industrial minerals in Sardinia (Italy): Clinoptilolite-bearing rocks of the Logudoro region*. In Natural Microporous Materials in environmental Technology, Misaelides P., Macasek F., Pinnavaia T.J., Colella C., Eds: Kluwer Dordrecht, Netherlands, 237-252.
- LANGELLA A., PANSINI M., CAPPELLETTI P., DE GENNARO, B., DE GENNARO M., COLELLA C., (2000) - NH^{4+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} and Pb^{2+} exchange for Na^{+} in a sedimentary clinoptilolite, North Sardinia, Italy. Microporous Mesoporous Mater. 37: 337–343.
- LANGELLA A., PANSINI M., CERRI G., CAPPELLETTI P., DE’ GENNARO M. (2003). *Thermal behavior of natural and cation-exchanged clinoptilolite from Sardinia (Italy)*. Clay and Clay Minerals. vol. 51 (6): 625-633.
- LECCA L., LONIS R., LUXORO S., MELIS E., SECCHI F. & BROTTU P. (1997) – *Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review*. Periodico di mineralogia, 66, 7-61.
- LONIS R., FERCIÀ M.L., ACCARDO P.L., PERETTI R., ZUCCA A., SERCI A., RODRIGUEZ FERNANDEZ T. (2002) - *Potential of Sardinia Zeolite mineral for heavy metal ion removal*. SWEMP 2002 Cagliari Proc. Swemp 2002, R. Ciccu (Ed.).
- LUSTRINO M. (2000) – *Phanerozoic Geodynamic Evolution of the Circum-Italian Realm*. International Geology Review 42, 724-757.
- LUSTRINO M., MELLUSO L., MORRA V. (2002) – *The transition from alkaline to tholeiitic magmas: a case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy)*. Lithos 63, 83-113.
- LUSTRINO M., MORRA V., FEDELE L., MELLUSO L., FRANCIOSI L. (2008) – *New $^{40}Ar/^{39}Ar$ data extend the period of Cenozoic “orogenic” magmatism in Sardinia (Italy)*. Rend. online Soc. Geol. It. 3, 503-540.
- MACCIONI L., MARCHI M., MARINI C., SISTU G. (1992) – *Rassegna dei minerali industriali della Sardegna*. Rend. Fac. Sci. Cagliari 62(1), 71-87.
- MACCIOTTA G., SAVELLI C. (1984) – *Petrology and K/Ar ages of Pliocene-Quaternary volcanics from north-western Sardinia*. Grafiche STEP Coop., Univ. di Parma, 1-45.
- MAMELI P. (2000) – *Le vulcaniti dell’Anglona (Sardegna nord-occidentale): rapporti con la stratigrafia miocenica e prima evidenza di una variazione temporale dell’affinità seriale*. Boll. Soc. Sarda Sc. Nat., 32, 1-28.
- MARTINI I.P., OGGIANO G. & MAZZEI R. (1992) – *Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of northern Sardinia, western Mediterranean Sea*. Sedimentary Geology, 76, 63-78.
- MAZZEI R. & OGGIANO G. (1990) – *Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell’area di Florinas (Sardegna settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, 97, 119-147.
- MCPHIE J., DOYLE M. & ALLEN R. (1993) – *Volcanic Textures*. CODES Key Centre – University of Tasmania Ed.

- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZART R. (1981) – *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K.Ar ages and paleomagnetic data of tertiary volcanics*. Earth Planet. Sc. Lett., 54, 261-271.
- MORBIDELLI P., GHIARA M.R., LONIS R., SAU A., (1999) – *Zeolitic occurrences from Tertiary pyroclastic flows and related epiclastic deposits outcropping in northern Sardinia (Italy)*. Periodico di Mineralogia 2, 287–313.
- MORBIDELLI P., GHIARA M.R., LONIS R., PETTI C. (2001) – *Quantitative distribution and chemical composition of authigenic minerals in clinoptilolite-bearing ignimbrites from northern Sardinia (Italy): inference for minerogenetic models*. Periodico di Mineralogia, Vol LXX, 71-97.
- MORRA V., SECCHI F.A. & ASSORGIA A. (1994) – *Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy*. Chemical Geology, 118, 109-142.
- MUMPTON F.A. (1978) - *Natural zeolites: a new industrial mineral commodity*. In Natural Zeolites: Occurance, Properties, Use, L.B. Sand and F.A. Mumpton eds, Pergamon Press, Elmsford, N.Y., 3-27.
- MUSSET A.E., KHAN M. A. (2003) – *Esplorazione del Sottosuolo: una introduzione alla geofisica applicata*. Ed. Zanichelli.
- NICHOLS G. (1999) – *Sedimentology & Stratigraphy*. Eds Blackwell Publishing: 1-355.
- ODIN G.S., ASSORGIA A., BARCA S., PORCU A., SPANO C., HERNANDEZ J. & COSCA M. (1994) – *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of a Burdigalian tuff from central-northern Sardinia*. Giornale di Geologia, 56, 185-197.
- OGGIANO G, PASCI S., FUNEDDA A. (1995) - *Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica Cenozoica del Mediterraneo occidentale*. Boll. Soc. Geol. It. 114, 465-475.
- OGGIANO G. (1997) – *Il blocco sardo-corso e le sue relazioni con la geodinamica dell'appennino settentrionale*. Libro-guida e Riassunti del Convegno-Escursione: La “Fossa Sarda” nell’ambito dell’evoluzione geodinamica del Mediterraneo occidentale, Villanovaforru 19-22 giugno 1997, 96-97.
- PALOMBA M., PADALINO G., MARCHI M., (2006) – *Industrial mineral occurrences associated with Cenozoic volcanic rocks of Sardinia (Italy): geological, mineralogical features and genetic implications*. Ore Geology Reviews 29, 118-145.
- PASCI S. (1997) – *Tertiary trascurrent tectonics of North-Central Sardinia*. Bull. Soc. géol. France 168 (3), 301-312.
- PECORINI G. & POMESANO CHERCHI A. (1969) – *Ricerche geologiche e biostratigrafiche sul Campidano meridionale (Sardegna)*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 421-451.
- PECORINI G., BALIA R., CIMINALE M., LODDO M., PATELLA D., TRAMACERE A. (1988) – *Studio geofisico del Bacino del Logudoro (Sardegna) e delle aree circostanti*. Boll. Soc. Geol. It., 107, 547-560.
- PRINCIPI G., TREVES B. (1984) – *Il sistema corso-appenninico come prisma di accrezione. Riflessi sul problema generale del limite Alpi-Appennini*. Mem. Soc. Geol. It. 28, 549-576.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) – *The Western Mediterranean basin geological evolution*. Marine Geology, 55, 447-477.

- RIEHLE J.R., MILLER T.F. & BAILEY R.A. (1995) – *Cooling, degassing and compaction of rhyolitic ash flow tuffs: a computational model*. Bulletin of Volcanology, 57, 319-336.
- SAU A., LECCA L., LONIS R., SECCHI F., FERCIÀ M.R., (2005) – *La seconda fase dell' Rift Sardo: vulcanismo ed evoluzione dei sub-bacini di Ardara-Chilivani e Bonorva (Sardegna settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 124: 3-20.
- SAVELLI C., BECCALUVA L., DERIU M., MACCIOTTA G. & MACCIONI L. (1979) – *K-Ar geochronology and evolution of the tertiary "calc-alkalic" volcanism of Sardinia (Italy)*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res., 5, 257-269.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) – *Carta geologica d'Italia 1:50.000 – Guida al rilevamento*. Quaderno n° 1- SERIE III, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SMITH R.L. (1960) – *Zones and zonal variations in welded ash flow tuffs*. USGS Prof. Paper, 354F, 149-159.
- SMITH J.V. (1963) – *Structural classification of zeolites*. Min. Soc. Am., Spec. Pap., 1, 281—290.
- SPERANZA F. (1999) – *Paleomagnetism and the Corsica-Sardinia rotation: a short review*. Boll. Soc. Geol. It., 118, 537-543.
- THOMAS B. & GENNESSEAUX M. (1986) – *A two stage rifting in the basin of the Corsica-Sardinia strait*. Marine Geology, 72, 225-239.
- TILOCCA G. & SISTU G. (1994) – *Il Monte Zuighe (Logudoro, Sardegna nord-occidentale): osservazioni geologiche e litogeochemiche*. Boll. Soc. Geol. It., 113, 633-644.
- TODESCO M. & VIGLIOTTI L. (1993) – *When did Sardinia rotate? Statistical evaluation of the paleomagnetic data*. Annali di Geofisica, 36, 313-318.
- TSCHERNICH R.W. (1992) – *Zeolites of the world*. Geoscience Press, 563 pp.
- UTADA, M. (1970) - *Occurrence and distribution of authigenic zeolites in the Neogene pyroclastic rocks in Japan*. Sci. Papers College of General Education, Univ. of Tokyo, 20, 191-262.
- VIGLIOTTI L. & LANGENHEIM V.E. (1995) – *When did Sardinia stop rotating? New paleomagnetic results*. Terra Nova, 7, 424-435.
- WALKER G.P.L. (1983) – *Ignimbrite types and ignimbrite problems*. Jour. Volc. Geoth. Res, 17, 65-88.

RINGRAZIAMENTI

La mia gratitudine va al Dott. Guido Cerri per l'aiuto e gli insegnamenti ricevuti, ma soprattutto per avermi trasmesso l'interesse per le fasi secondarie nei prodotti vulcanici e per la tenacia con cui mi ha spronato nei vari stadi di questo studio.

Ringrazio il Prof. Giacomo Oggiano, costante riferimento per la parte geologica e di terreno, sempre disponibile a dare ascolto ad ogni mio quesito.

Sono inoltre riconoscente con il Dott. Antonio Brundu insostituibile collaboratore durante l'acquisizione dei dati di laboratorio, con il Prof. Vincenzo Pascucci e il Dott. Stefano Andreucci per i suggerimenti sedimentologici, con il Dott. Tommaso Colonna per la geofisica, e con il Dott. Stefano Cuccuru per il supporto a distanza.

I miei affettuosi ringraziamenti vanno poi alla Dott.ssa Maria Rita Langiu con cui mi sono sempre potuta confrontare alla ricerca di soluzioni ai miei dubbi e al Dott. Stefano Conti sempre pronto a mobilitarsi per venirmi in aiuto con il suo supporto tecnico e cartografico.

Grazie infinite ai miei colleghi di dottorato Rosa, Massimo, Leo e alla Dott.ssa Paola Mameli, per avermi sempre sorriso nei momenti difficili.

Non dimentico i miei genitori e mia sorella per il sostegno e la pazienza in questi mesi; il Prof Giovanni Badino per avermi fatto conoscere il magico mondo dei minerali idrotermali di Naica e il Prof Jo De Waele per avermi assecondato nello studio delle alterazioni che producono fenomeni pseudocarsici nelle ignimbriti, importanti spunti per approfondimenti nella ricerca.

E poi tutte le persone incontrate durante la campagna di prospezione: mi hanno accolto con cordialità nei loro terreni come avrebbero fatto nelle loro case, raccontandomi segreti, leggende e tradizioni dei luoghi.

E infine, ma non ultimo, voglio ricordare il Dott. Anselmo Di Pisa, punto di riferimento del mio percorso formativo in questi anni. Con la sua smisurata passione per la geologia, ha saputo infondermi la curiosità di indagare il mondo minerale, insegnandomi ad affrontare con rigore scientifico e interesse lo sviluppo di qualsiasi ricerca, come se fosse l'esplorazione di una terra sconosciuta.