UNIVERSITÀ DI PAVIA

Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente

Direttore: Prof. G. Rossi

Corso di Laurea Magistrale in Geoscienze per lo Sviluppo Sostenibile

RILEVAMENTO GEOLOGICO DELLE SUCCESSIONI DELL'UNITA' DI ARMETTA SITUATE AD EST DI ORMEA

Relatore:
Prof. Matteo Maino
Correlatori:
Prof. Silvio Seno
Dott. Simone Lombardi

Tesi di Laurea Magistrale

in Geoscienze per lo Sviluppo Sostenibile

di ADRIANO MENGA

Matricola n° 508939

Anno Accademico 2022/2023

INDICE

INDICE 3
INDICE DELLE FIGURE 5
INTRODUZIONE 7
STUDI PRECEDENTI 9
MATERIALI E METODI 10
INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO 12
INQUADRAMENTO GEOGRAFICO 12
INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO 14
INQUADRAMENTO GEOLOGICO 15
UNITA' STRATIGRAFICHE DELL'AREA STUDIATA 22
INTRODUZIONE AI DATI DI RILEVAMENTO 24
STRATIGRAFIA 25
Porfiroidi del Melogno (Permiano inferiore - superiore) 25
Quarziti di Ponte di Nava (Triassico inferiore) 26
Dolomie di San Pietro dei Monti (Triassico medio) 28
Calcari della val Tanarello (Giurassico Superiore) 30
Formazione di Caprauna (Cretacico Superiore – Eocene) 31
Calcareniti di Capo Mortola (Eocene) 32
Depositi Fluviali (Pleistocene antico – Olocene) 34
TETTONICA 35
Pieghe a guaina 37
ASSETTO STRUTTURALE 54
Carta geologica 54
Sezioni geologiche 55
SEZIONE GEOLOGICA AB 55
SEZIONE GEOLOGICA CD 56
Proiezioni stereografiche di dati strutturali 57
POSSIBILE EVOLUZIONE DELL'AREA IN ESAME 60
CONCLUSIONI 65
RINGRAZIAMENTI 66
BIBLIOGRAFIA 67

ALLEGATI.....69
ALLEGATO N.1 – SCALA DEI TEMPI.....69
ALLEGATO N.2 – LEGENDA.....70
ALLEGATO N.3 – CARTA GEOLOGICA.....71
ALLEGATO N.4 – SEZIONI GEOLOGICHE.....72
ALLEGATO N.5 – TABELLE RIASSUNTIVE DEI PARAMETRI TOPOLOGICI DELLE PIEGHE A GUAINA.....74

INDICE DELLE FIGURE

Figura 1 - Dettaglio delle carte 1:100.000 del Progetto CARG dei Fogli 91-Boves (a sinistra) e 92-Albenga (a destra) raffigurante l'area di studio interessata dal lavoro di tesi, evidenziata dal contorno giallo 8
Figura 2 - Delimitazione dell'area di studio 8
Figura 3 -Materiali da lavoro sul campo 11
Figura 4 - Provincia di Cuneo. Il simbolo indica l'area in cui è stato svolto il lavoro di rilevamento 12
Figura 5 - Area di studio (Da Google Earth) 12
Figura 6 - Carta corografica rappresentante l'area di studio. (Da Atlante Stradale d'Italia - Touring Club Italiano) 13
Figura 7 - Dettaglio relativo ai fenomeni franosi nell'area di studio tratto dal sito dell'IFFI. In giallo, gli scivolamenti rotazionali; in marrone, i fenomeni complessi; in verde, i colamenti lenti; in puntinato rosso, le aree con crolli e ribaltamenti diffusi; in rosso, i crolli. 15
Figura 8 - Le principali unità tettoniche delle Alpi occidentali, centrali ed orientali 16
Figura 9 - Schema paleogeografico delle Alpi nel Giurassico con la distinzione nelle varie unità tettoniche. (Vanossi M. - 1991) 18
Figura 10 - Schema evolutivo delle Alpi Liguri. (Vanossi M. – 1984) 19
Figura 11 - Inquadramento geografico delle varie unità tettoniche liguri e loro suddivisione in base ai loro domini di appartenenza. (Decarlis et al. - 2013) 22
Figura 12 - Stratigrafia di alcune unità tettoniche delle Alpi Liguri. (Decarlis et al. - 2013) 23
Figura 13 - Affioramento di Porfiroidi del Melogno 26
Figura 14 - Quarziti di Ponte di Nava 27
Figura 15 - Parete in Quarzite di Ponte di Nava 28
Figura 16 - Dolomia di San Pietro dei Monti 30
Figura 17 - Calcari della Val Tanarello 31
Figura 18 - Formazione di Caprauna. 32
Figura 19 - Calcareniti di Capo Mortola 33
Figura 20 - Deposito fluviale nei pressi di Ormea 34
Figura 21 - Piega con al nucleo le dolomie e i calcari della val Tanarello all'esterno. (Foto di Simone Lombardi). 35
Figura 22 - Principali sovrascorrimenti e faglie. I tratti con i triangoli sono i sovrascorrimenti, quelli lineari, le faglie. I triangoli indicano la parte che è sovrascorsa. 36
Figura 23 – Blocco di calcescisto in cui sono riconoscibili due set di pieghe. La linea nera rappresenta la prima fase deformativa, mentre la linea blu la seconda fase deformativa. Invece la linea arancione rappresenta una delle pieghe parassite S e Z presenti nei calcescisti. 37
Figura 24 - Figura schematica in 3D che illustra le coordinate geometriche (X–Y–Z) delle tradizionali pieghe a guaina. Le pieghe a guaina mostrano piani assiali orizzontali (X–Y) e superfici mediali verticali (X–Z) separate in piani di culminazione e depressione che si chiudono rispettivamente verso e lontano dallo spettatore. (Alsop G.I e Holdsworth R.E – 2004) 38
Figura 25 - Schizzo schematico 3D che illustra i domini di rotazione in senso orario e antiorario attorno alle geometrie della guaina a duomo e a bacino. Gli andamenti generali delle pieghe minori sviluppatesi sui fianchi superiori e inferiori delle pieghe a guaina sono proiettati (come linee tratteggiate) sulla superficie avvolgente insieme alla lineazione di estensione (Ln), che è parallela all'andamento del trasporto tettonico. (Alsop G.I. e Holdsworth R.E.– 2004) 38

Figura 26 - Tabella riassuntiva della griglia di rotazione del tessuto associata ad una geometria a duomo (antiforme sulla culminazione) (in alto) e di una configurazione a bacino (sinforme sulla depressione) (in basso). In ciascun caso, una rotazione incompleta in senso orario (rispetto all'andamento Ln) comporterà la conservazione delle obliquità antiorarie e viceversa. La rotazione di un piano assiale viene misurata attraverso le variazioni dello strike ed è governata dalla geometria della piega, mentre il senso di rotazione delle cerniere della piega dipende dalla direzione di orientamento della piega e dalla posizione rispetto alle superfici mediali. Le cerniere di piega possono quindi ruotare con sforzo crescente nello stesso senso (sintetico) o opposto (antitetico) rispetto al piano assiale associato a seconda dell'impostazione strutturale. (Alsop G.I. e Holdsworth R.E.– 2004) 47

Figura 27 - Figura schematica riassuntiva delle rotazioni delle strutture associate a (a) una geometria a cupola (antiforme sulla culminazione) e (b) una configurazione a bacino (sinforme sulla depressione). Le rotazioni in senso antiorario sono evidenziate in tonalità grigia. Le cerniere pieghevoli possono quindi ruotare con sforzo crescente nello stesso senso (sintetico) o opposto (antitetico) rispetto al piano assiale associato a seconda dell'impostazione strutturale. (Alsop G.I. e Holdsworth R.E.– 2004) 50

Figura 28 – Figura tridimensionale schematico che illustra la convergenza della linea di cerniera della piega asimmetrica e la crescente deformazione verso una culminazione principale sulla destra della figura. L'aumento della deformazione determina anche un'attenuazione pronunciata sul fianco della piega inferiore e una riduzione dell'angolo apicale della piega a guaina dalle pieghe a lingua sul fianco superiore alle pieghe tubolari del fianco inferiore. (Alsop G.I. e Holdsworth R.E.– 2004) 51

Figura 29 - Viste in pianta (sezioni X-Y) lungo la convergenza della linea di cerniera della piega asimmetrica che forma una culminazione principale (a) e una depressione (b). L'unità strettamente punteggiata rappresenta lo spessore della superficie assiale di un letto delimitato su ciascun lato da linee di cerniera adiacenti. Le sezioni Y-Z attraverso cupole (c) e bacini (d) illustrano la migrazione relativa dei centri eccentrici delle pieghe oculari a goccia verso le superfici principali di culminazione e depressione, rispettivamente. In entrambi i casi, il centro dell'anello esterno è migrato rispetto all'anello interno e verso la superficie di culminazione maggiore (c) e di depressione associata (d). La vergenza neutra della linea cerniera sia nelle cupole che nei bacini è segnata dalla migrazione dei centri eccentrici verso il lembo della piega più spesso. Le figure tridimensionali illustrano l'asimmetria complessiva delle cupole (e) e dei bacini (f) generata da quantità variabili di rotazione associate alla vergenza della linea di cerniera delle pieghe. (Alsop G.I. e Holdsworth R.E.– 2004) 52

Figura 30 - Carta geologica. Per maggiori dettagli, consultare gli allegati. 54

Figura 31 – Sezione AB dell'area nelle vicinanze del Monte Dubasso 55

Figura 32 - Sezione CD dell'area nei pressi del Monte Armetta 56

Figura 33 – Settori in cui è stata divisa l'area 57

Figura 34 - Stereonet rappresentanti le giaciture dei piani di scistosità. In alto, gli stereonet con le 18 misure prese nel settore N-O; successivamente gli stereonet con le 35 misure del settore S; in seguito, gli stereonet con le 30 misure del settore W e infine, in basso, gli stereonet con le 83 misure complessive. A sinistra, gli stereonet raffiguranti sia i piani degli strati che i poli, a destra, quelli raffiguranti solo i poli. 59

Figura 35 – Evoluzione della Tetide tra il Tardo Permiano e il Giurassico Medio. (*Decarlis et al. - 2013)* 63

Figura 36 – Evoluzione della catena ligure dal tardo cretacico al tardo Priaboniano. (Bonini et al. - 2010) 64

INTRODUZIONE

Questa tesi si prefigge lo scopo di analizzare e interpretare la stratigrafia e l'assetto strutturale di una porzione alpina ligure situata ad est dell'abitato di Ormea, in provincia di Cuneo, cittadina situata a 750 m.s.l.m. nell'alta Val del Tanaro al centro delle vette più importanti delle Alpi Liguri sulla SS28 che declina verso il mare di Imperia ed Albenga, (*Figura 1* e *Figura 2*). Tale scopo è perseguito attraverso il rilevamento geologico, le misure strutturali, la creazione di un database delle informazioni e, infine, la compilazione di una carta geologica alla scala di 1:10.000, con annesse le relative sezioni geologiche. Tali prodotti forniscono un supporto di base all'interno del più ampio progetto cartografico CARG, Foglio 244 "Ormea". Si tratta della produzione della carta geologica alla scala 1:50.000 relativa al quadro IGM Ormea all'interno del progetto CARG (CARtografia Geologica) che, nel tempo, permetterà di cartografare in scala opportuna le caratteristiche geologiche di tutto il territorio italiano.
Il progetto CARG nasce negli anni '80 con lo scopo di cartografare l'intero territorio nazionale alla scala 1:50000, inizialmente nell'ambito del Programma annuale di interventi urgenti di salvaguardia ambientale, poi nella Programmazione triennale per la tutela dell'ambiente, grazie allo stanziamento di risorse ad esso dedicate. Il Progetto è svolto in collaborazione con le Regioni italiane e le Province autonome di Trento e Bolzano, con il Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) e le Università ed è coordinato dal Servizio Geologico d'Italia (SGI) in qualità di organo cartografico dello Stato.
Il Progetto CARG prevede la realizzazione e l'informatizzazione dei 636 fogli geologici e geotematici alla scala 1:50.000 che forniscono la copertura al 50.000 dell'intero territorio nazionale.

Il compito del rilevamento e dell'analisi stratigrafico-strutturale è di:
1) descrivere e catalogare le litologie affioranti all'interno delle formazioni geologiche;
2) analizzare la geometria dei corpi geologici attraverso la misura delle giaciture, degli elementi stratigrafico-strutturali (i.e. stratificazioni, scistosità, faglie, assi e piani di pieghe).

La sintesi di tali informazioni permette di definire la storia evolutiva dell'area; possiamo infatti riconoscere diverse fasi deposizionali e di deformazione che possono essere riferite a differenti eventi geodinamici regionali.

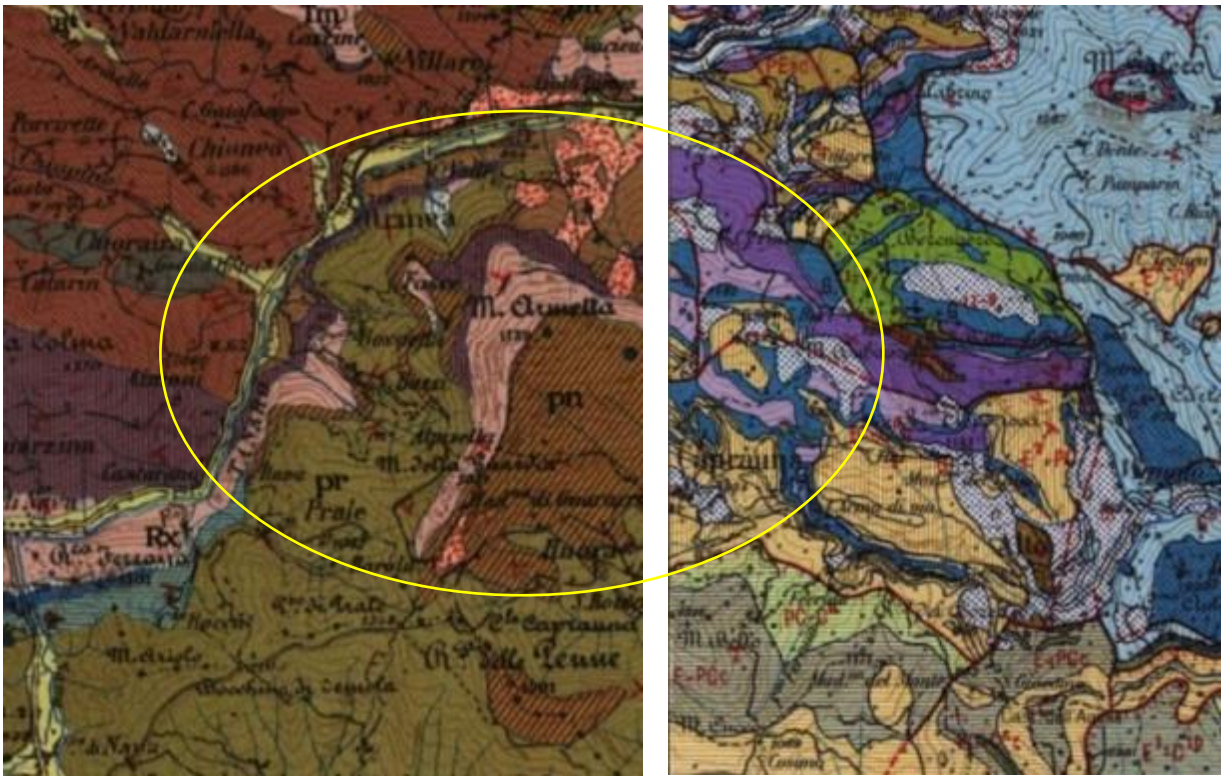


FIGURA 1 - DETTAGLIO DELLE CARTE 1:100.000 DEL PROGETTO CARG DEI FOGLI 91-BOVES (A SINISTRA) E 92-ALBENGA (A DESTRA) RAFFIGURANTE L'AREA DI STUDIO INTERESSATA DAL LAVORO DI TESI, EVIDENZIATA DAL CONTORNO GIALLO

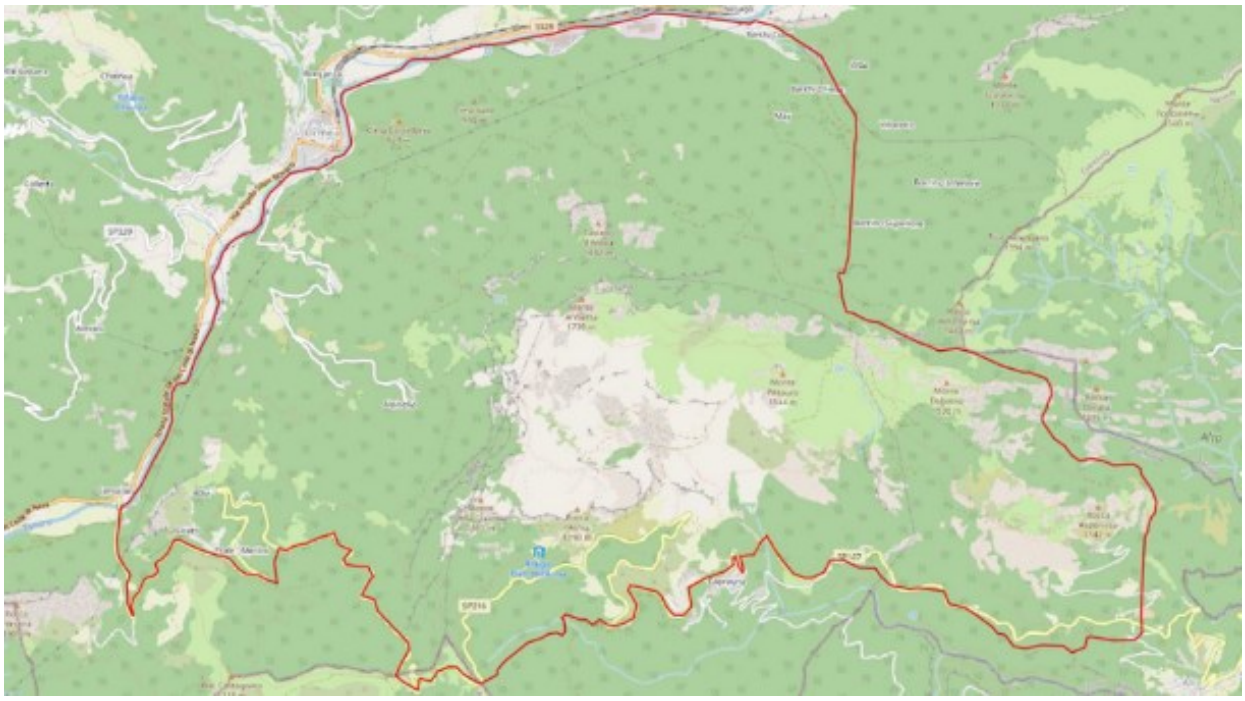


FIGURA 2 - DELIMITAZIONE DELL'AREA DI STUDIO

STUDI PRECEDENTI

Le conoscenze geologiche legate alla geologia dei terreni quaternari dell'area oggetto dello studio sono piuttosto limitate se non scarse; risultano invece numerosi gli autori, italiani e stranieri, che si sono occupati delle ricerche geologiche sia nei terreni deformati, sia nei depositi terziari fornendo contributi a carattere locale e generale sin dalla metà del secolo XIX. I lavori più antichi hanno interesse essenzialmente storico e probabilmente sono stati eseguiti dalla fine del 1800 in poi.

Con lo sviluppo delle conoscenze scientifiche e geologiche, a partire dagli inizi del Novecento, viene fissato un quadro stratigrafico che tuttavia per molto tempo non sarà più modificato, a causa anche delle due guerre mondiali a partire dal secondo decennio del Novecento fino a metà secolo. Le ricerche proseguirono dopo il secondo conflitto mondiale con contributi vari finché i rilevamenti effettuati negli anni Sessanta del secolo scorso, da ricercatori milanesi e pavesi con contributi di altri ricercatori esterni fecero sì che la zona presa in esame venisse inquadrata sotto differenti aspetti, sia su base stratigrafica che tettonica, e che le informazioni confluissero nella seconda edizione della carta geologica alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico Italiano.

Nacquero così nel 1937 il foglio 91 "Boves" e nel 1970 i fogli 92-93 "Albenga-Savona" (*Figura 1*), realizzati dal Servizio Geologico d'Italia, dove il contributo dei professori e ricercatori pavesi si riferisce allo studio di dettaglio sia delle coperture carbonatiche meso-cenozoiche, sia quelle tardo-varisiche, note anche come "tegumento", oggetto, assieme ai basamenti cristallini varisici e pre-varisici, di studi mirati anche successivi.

MATERIALI E METODI

Poiché questa è una tesi di rilevamento, per la raccolta dei dati è stato necessario recarsi personalmente nell'area di studio; per svolgere la tesi sono state effettuate due attività differenti. La prima è stata il rilevamento geologico in loco, mentre, la seconda è stata l'analisi e la rielaborazione dei dati ottenuti; per effettuare queste due attività sono stati impiegati diversi metodi, strumenti e tecnologie.

Per prima cosa all'inizio di suddetta tesi è stata effettuata una ricerca, raccolta e analisi di dati d'archivio con la consultazione di libri di testo, di articoli scientifici e di carte geologiche precedenti. Per poter svolgere il lavoro di campo oltre alle conoscenze pregresse, c'è stato bisogno di una strumentazione tecnica, ossia delle basi topografiche che sono state fornite dalle C.T.R. ovvero carte tecniche regionali scaricate dal geoportale del Piemonte, una bussola professionale, il martello, l'acido cloridrico (HCl) e delle matite colorate. Questi strumenti utilizzati assieme costituiscono la strumentazione di base per un geologo e sono stati molto utili per poter studiare sul campo le varie litologie nel dettaglio. Con la bussola si sono potute osservare le giaciture dei vari strati rocciosi, con le loro direzioni, inclinazioni e immersioni. Grazie al martello si può indagare la superficie fresca delle rocce per descrivere al meglio le rocce osservate, e si possono fare prime stime sui valori di durezza e compattezza. L'acido permette di definire la componente carbonatica all'interno di una roccia; infine, grazie all'utilizzo delle matite colorate sono state segnate sulle C.T.R. le varie litologie affioranti osservate, (*Figura 3*).

Un altro strumento molto importante utilizzato durante il lavoro sul campo è stato il servizio Geographical Positioning System (GPS), in particolare sono state impiegate le applicazioni di Google Maps e di QField, che non solo hanno permesso un preciso e buon orientamento in quei luoghi scarsi di evidenti punti di riferimento, ma hanno anche permesso di segnare con precisione piuttosto elevata il punto di affioramento delle varie litologie per successivo utilizzo nel Data Base Geologico nell'applicativo Open Source QGis.

Oltre al lavoro di raccolta di informazioni bibliografiche e alla parte di lavoro effettuata sul terreno ci si è occupati anche della parte di elaborazione su Personal Computer (PC) dei dati ottenuti. La rielaborazione dei dati viene fatta al termine del lavoro sul campo, quando sono disponibili tutti i dati al completo; essa è fatta essenzialmente in laboratorio tramite dei programmi software utilizzabili su PC come Google Earth, Stereonet, Adobe Illustrator e QGIS.

Quest'ultimo non è altro che un'applicazione open source sviluppata per i computer che permette di visualizzare, organizzare, elaborare, analizzare e rappresentare gruppi di dati spaziali. Quindi QGIS

è un software GIS (Geographic Information System) in grado di analizzare ed editare dati spaziali e di generare dettagli cartografici partendo da una base topografica fornita dal servizio.
In questo software sono stati inseriti i dati acquisiti e poi, tramite delle analisi di correlazione, sono stati interpretati per creare la carta geologica. In aggiunta si possono fare altre operazioni, ad esempio, tramite strumenti satellitari è possibile verificare la presenza di faglie di cui non si aveva evidenza sul terreno a causa della mancanza di affioramenti; oppure, si possono fare calcoli sulle dimensioni e le distanze e sulla pendenza dei versanti. Tramite le informazioni date da curve di livello, pendenza dei versanti, presenza di faglie, si possono creare le sezioni geologiche.
Stereonet è un programma open source che permette di inserire in una proiezione stereografica le varie giaciture misurate, sia di strati che di faglie e pieghe, e di effettuare ipotesi sulle tipologie di faglie, sulla pericolosità degli strati. Con Stereonet si è potuto inserire le varie giaciture misurate in campo per poter trovare valori medi di immersione degli strati esaminati.
Infine, Adobe Illustrator è un programma di disegno che è servito per realizzare le sezioni geologiche.



FIGURA 3 -MATERIALI DA LAVORO SUL CAMPO

INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO

INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area di studio ha un'estensione complessiva di circa 30 chilometri ed è ubicata in Provincia di Cuneo, in Piemonte (*Figura 4* e *Figura 5*), al confine con la provincia di Savona.



FIGURA 4 - PROVINCIA DI CUNEO. IL SIMBOLO INDICA L'AREA IN CUI È STATO SVOLTO IL LAVORO DI RILEVAMENTO



FIGURA 5 - AREA DI STUDIO (DA GOOGLE EARTH)

Più precisamente è compresa tra i limiti comunali di Ormea, di Caprauna e di Garessio; i suoi confini

sono delimitati ad ovest e a nord dal fiume Tanaro, a sud dalla Strada Provinciale SP216 che passa per Caprauna, (*Figura 6*), e ad est dal versante idrografico destro del torrente Nasino.

La zona presenta rilievi di elevata altitudine, i principali dei quali sono il Monte Armetta (1739 m), il Monte della Guardia (1661 m), il Monte Dubasso (1538 m), il Monte Scalambrino (1327 m) e la Rocca Asperiosa (1142 m); l'elevata altitudine dei rilievi è data dal fatto che la zona è situata in mezzo alla catena alpina ligure a pochi chilometri dal mare.

Il principale corso d'acqua presente nel territorio in esame è il fiume Tanaro, fiume a canali intrecciati nel primo tratto che nasce dall'unione del torrente Tanarello e del torrente Negrone e che sfocia nel Po. Gli altri corsi d'acqua presenti sul territorio sono tutti di carattere torrentizio mediterraneo ovvero durante i periodi estivi o comunque in periodi di siccità, è solito trovare l'alveo dei torrenti completamente asciutto, mentre, prevalentemente durante periodi di forti precipitazioni, da rigagnoli si trasformano in veri e propri torrenti con portate anche considerevoli. I principali torrenti dell'area sono il Rio dei Ronchi, Rio dei Boschetti, Rio dei Bossi, Rio Bossieta, Rio La Valle e Rio Barchi.

Il clima dell'area è temperato umido di tipo mediterraneo. La posizione di quest'area tra i rilievi della catena alpina favorisce lo sviluppo di numerose precipitazioni piovose.

Osservando i dati della stazione meteorologica di Ponte di Nava Tanaro e basandoci su una media trentennale di riferimento 1990-2020, la temperatura media del mese più freddo, gennaio, si attesta a +2,1 °C; quella dei mesi più caldi, luglio e agosto, è di +26,6 °C, mentre per quanto riguarda le precipitazioni medie annue, esse si aggirano tra i 1000 e gli 1100 mm con minimo in estate (800-900 mm) e picco in autunno (1200-1300 mm). Interessante e particolare notare che negli ultimi anni la media giornaliera delle precipitazioni è diminuita in contemporanea all'aumento delle temperature associate al cambiamento climatico in corso.

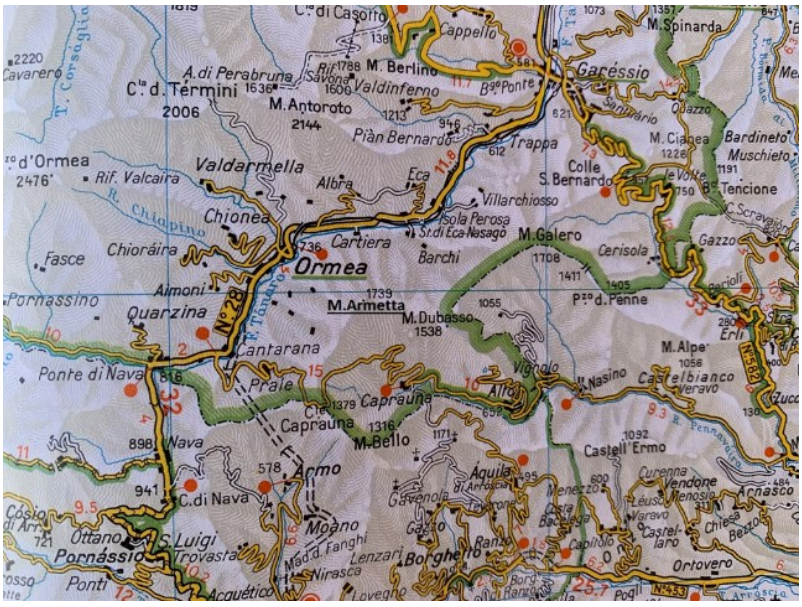


FIGURA 6 - CARTA COROGRAFICA RAPPRESENTANTE L'AREA DI STUDIO. (DA ATLANTE STRADALE D'ITALIA - TOURING CLUB ITALIANO)

INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'area di studio è caratterizzata da un basso livello di antropizzazione, principalmente localizzato nel fondovalle lungo il fiume Tanaro e nella vallata di Caprauna. Piccole frazioni sono localizzate nella vallata principale mentre sul rilievo principale si trovano principalmente rifugi invernali.
Nei pressi dell'area di studio sono situate cave estrattive per ottenere materiali adatti alle costruzioni stradali, sabbie e ghiaie per l'edilizia, pietre da calce, da decorazione e da taglio, massi per le scogliere, argille per i laterizi, etc. Ad esempio, ci sono alcune cave che estraggono i Calcari della Val Tanarello utili alla creazione di pietrisco e di materiali da scogliera; oppure si citano le cave di Quarziti di Ponte di Nava che vengono sfruttate come pietra da taglio per uso architettonico locale.
Inoltre, nell'area di studio si possono osservare sia con il telerilevamento che con il rilevamento su terreno, alcune frane, dovute principalmente alle forti precipitazioni che, associate alla scarsa coesione del terreno dovuta a vari fattori sia naturali (es litologie scarsamente coerenti, strati scistosi) che antropici (es disboscamento, impermeabilizzazione dei suoli) provocano smottamenti anche di grandi dimensioni e che possono comportare un pericolo per le popolazioni locali. Le frane si verificano prevalentemente dove si è in presenza di litologie costituite da terreni con un basso grado di coesione e presentano al loro interno intercalazioni e/o alternanze con rocce compatte di litotipi poco coerenti o incoerenti; anche la presenza di una discreta pendenza e/o la presenza di livelli preferenziali di distacco della massa favoriscono lo sviluppo di franamenti. Per individuare tutti i fenomeni gravitativi presenti sul terreno di indagine, vista l'impossibilità di localizzarli tutti (a causa delle tempistiche, della copertura antropica, alla vegetazione e al fatto che un buon numero di esse sono quiescenti) oltre al lavoro di campo si è sfruttata la rete di monitoraggio del territorio della regione Liguria tramite il geoportale regionale e il portale IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi in Italia) di ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e Ricerca Ambientale). IFFI è un database che contiene un elevato numero di informazioni del territorio preso in esame, tra cui quelle riguardanti la perimetrazione delle frane, le deformazioni gravitative e di versante e le aree soggette a crolli o a frane superficiali diffuse. Si è visto così, *Figura 7*, che la gran parte delle frane osservabili in quest'area sono di tipo complesso e di scivolamento rotazionale/traslativo con alcuni colamenti lenti e pochi crolli e ribaltamenti.

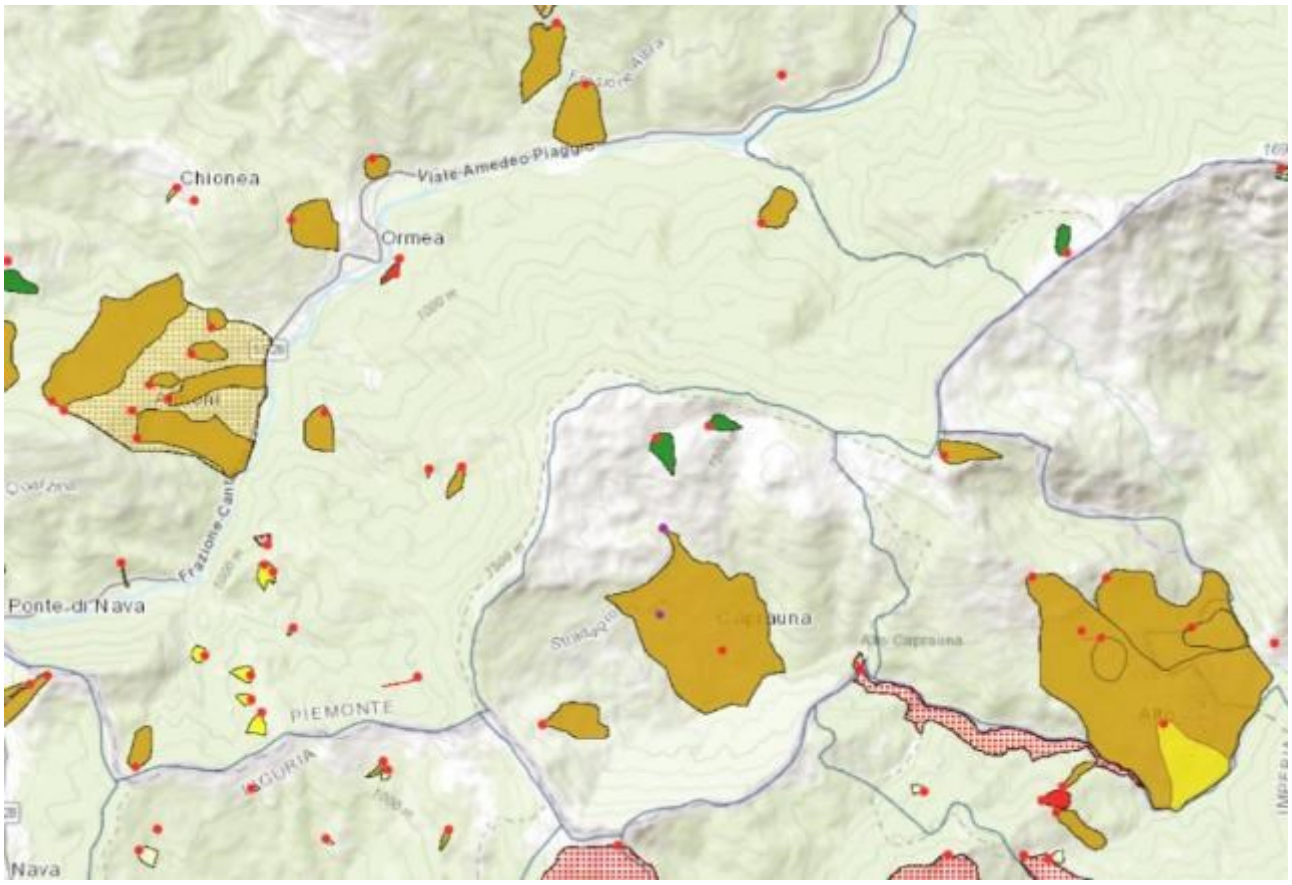


FIGURA 7 - DETTAGLIO RELATIVO AI FENOMENI FRANOSI NELL'AREA DI STUDIO TRATTO DAL SITO DELL'IFFI. IN GIALLO, GLI SCIVOLAMENTI ROTAZIONALI; IN MARRONE, I FENOMENI COMPLESSI; IN VERDE, I COLAMENTI LENTI; IN PUNTINATO ROSSO, LE AREE CON CROLLI E RIBALTAMENTI DIFFUSI; IN ROSSO, I CROLLI.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le Alpi sono una une delle più importanti catene montuose europee formatasi durante l'orogenesi alpina. L'orogenesi alpina è un processo di formazione orogenetica iniziato nel tardo Mesozoico (più di 65 mln di anni fa) e proseguito nel Cenozoico ed è all'origine della catena Alpino-Himalayana. Causa dell'orogenesi alpina è la chiusura dell'oceano Tetide in seguito al movimento verso nord dell'Africa, dell'Arabia e del subcontinente indiano verso l'Eurasia. A seguito della collisione delle masse continentali si sono formate numerose catene montuose che andarono a costituire la catena Alpino-Himalayana, estesa dal Marocco nell'Africa settentrionale e proseguente fino alla penisola indocinese. La catena è interrotta solo da una depressione nella parte est dell'Europa che separa le Alpi dai Carpazi; questa depressione è attribuibile ad una subsidenza tettonica successiva all'orogenesi.

Le Alpi si formano quindi come risultato della collisione tra la placca africana e la placca europea, evento in cui si è chiuso l'oceano della Tetide. Durante l'Oligocene ed il Miocene (tra 33 e 8 mln di anni fa) enormi sforzi tettonici hanno quindi spinto lentamente ma in modo continuo i sedimenti

marini della Tetide contro la placca euroasiatica. La pressione ha quindi creato grandi deformazioni quali pieghe, faglie, falde e sovrascorrimenti, con la formazione di importanti corrugamenti all'interno della crosta terrestre che hanno creato le attuali Alpi. All'interno della catena è quindi possibile ritrovare porzioni del vecchio basamento cristallino, che costituisce il substrato dei depositi marini, affiorante in superficie.

Le Alpi hanno una lunghezza di circa 1200 km e formano un arco con vergenza verso nord molto accentuato nella parte occidentale che circonda il bacino di avampaese del Po, riempito da depositi terziari e quaternari dovuti all'erosione e alla successiva deposizione delle catene alpina e appenninica. I sedimenti del Quaternario e del Neogene giacciono discordanti sopra le unità tettoniche meridionali.

Le Alpi hanno una geologia molto complessa, ma la loro struttura tettonica è simile ad altre catene di collisione continentale. Esse sono divise in due dalla Linea Insubrica, un importante allineamento tettonico, formato da un sistema di faglie regionali collegate fra loro con orientamento prevalente est-ovest e giacitura subverticale, che separa le Alpi in meridionali e settentrionali. Questa linea rappresenta una geosutura, ovvero, il punto di contatto sulla superficie terrestre tra le vecchie placche tettoniche dell'Africa e dell'Eurasia.

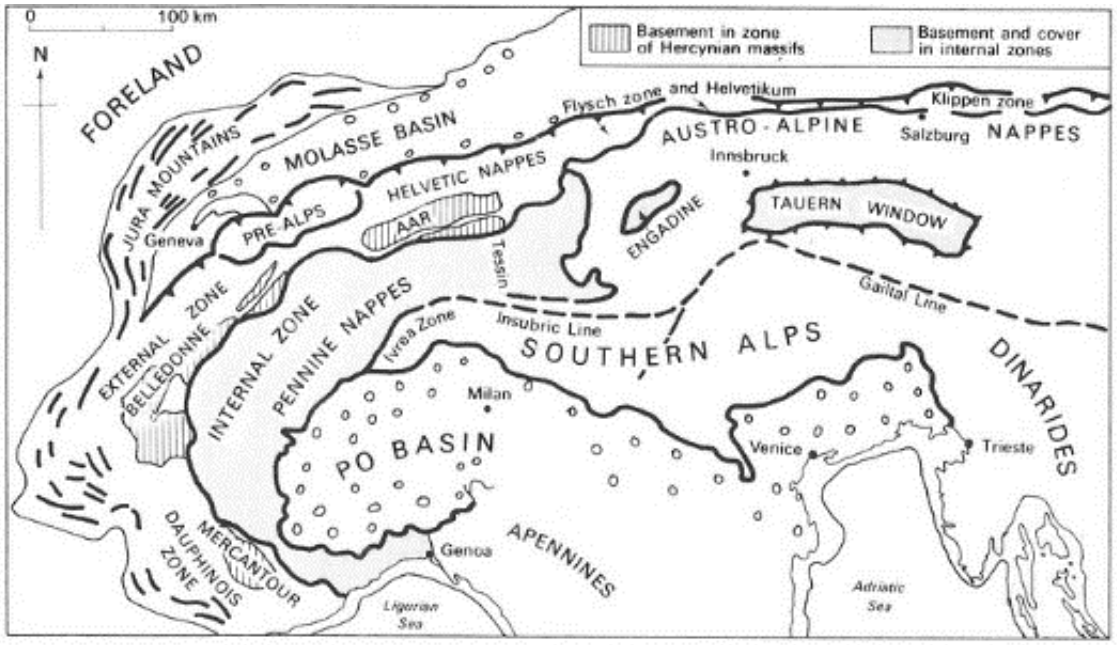


FIGURA 8 - LE PRINCIPALI UNITÀ TETTONICHE DELLE ALPI OCCIDENTALI, CENTRALI ED ORIENTALI

A nord della Linea Insubrica si riconoscono tre grandi domini paleogeografici (*Figura 8*): l'Elvetico e il Pennidico che interessa le Alpi occidentali e l'Austroalpino che interessa prevalentemente quelle orientali, caratterizzati da diverso grado di metamorfismo. Questa suddivisione rispecchia anche le originarie aree paleogeografiche di provenienza delle diverse rocce: la zona elvetica contiene rocce provenienti dalla placca europea, la zona austroalpina contiene rocce provenienti dalla placca Apula,

mentre la zona pennidica contiene rocce provenienti da un vecchio bacino oceanico di sedimentazione compreso tra le due zone in collisione; a sud di questa linea si trova invece il Dominio Sudalpino.
Nell'area di studio, come per il resto delle Alpi si possono distinguere delle unità tettoniche (chiamate anche falde), gigantesche masse rocciose che, a seguito delle deformazioni subite all'interno della crosta terrestre, hanno sperimentato un processo di spostamento che le ha trasferite dalla loro posizione originaria a quella attuale.
Le Alpi Liguri sono il segmento più meridionale orientato a NW-SE della cintura orogenetica alpina. Sono costituite da una pila di nappe costituita, dall'alto verso il basso, dalle unità tettoniche dei domini Piemontese-Ligure, Prepiemontese e Brianzonese, tutte sovrapposte al dominio Delfinese.
L'architettura attuale delle Alpi Liguri è data dai movimenti delle tre placche principali (Africa, Apula ed Europa) e dei diversi bacini oceanici che le separavano. A partire dal Cretaceo, a causa della convergenza SE-NW tra la placca europea e quella di Adria, l'oceano Piemontese-Ligure che era interposto tra esse, si è chiuso andando in subduzione diretta da sud-est a sud. Svariati settori del dominio oceanico piemontese-ligure e del margine continentale europeo (basamenti del Prepiemontese e del Brianzonese interno) furono interessati dalla subduzione tra le placche Adria ed Europa con l'inizio di un processo metamorfico fino a 35 milioni di anni fa.
Lo spostamento verso l'interno della zona di subduzione durante l'accrezione della placca sovrastante è registrato anche nelle Alpi Liguri: le unità oceaniche, infatti, sono state soggette a un metamorfismo di facies eclogite-scisti blu tra 49 e 40 milioni di anni fa.
Come è stato registrato dalle rocce del Luteziano (48-40 Ma fa), le unità liguri soggette a un metamorfismo di facies eclogite-scisti blu del Brianzonese interno (ad esempio l'Unità di Pamparato-Murialdo) furono coinvolte nella subduzione successivamente rispetto alle unità Piemontesi. Al contrario, il Brianzonese esterno (come l'Unità di Monte Carmo) e le unità del Prepiemontese non sono andate in subduzione e ciò lo si può notare anche osservando il loro metamorfismo che risulta essere di basso grado (facies degli scisti verdi).
Quando avviene l'inizio del metamorfismo si verifica la risalita verso NW di parte del cuneo di accrescimento oceanico (Flysch a Elmintoidi piemontese-ligure) e l'inizio della presenza di sedimenti sin-orogenici in bacini sviluppati sull'avampaese europeo (Dominio Delfinese).
Nelle Alpi occidentali, il sistema di spinta era diretto principalmente verso nord-ovest, ma durante la flessione neogenica dell'arco, ha iniziato a ruotare così che a circa 35 milioni di anni fa il movimento della placca di Adria è cambiato da NW a WNW. Le Alpi occidentali diventano così una zona di collisione tra la parte frontale di Adria e il margine europeo. In Liguria questa fase inizia circa 34 milioni di anni fa alla fine dell'Eocene ed è registrata dalle unità del Piemontese-Ligure e del Brianzonese, che mostrano un metamorfismo retrogressivo durante le ultime fasi di deformazione

duttile.

La storia evolutiva successiva delle Alpi Liguri è correlata allo sviluppo del rifting ligure-provenzale. Questo rifting si è aperto a ovest delle Alpi Liguri circa 30 milioni di anni fa e l'oceanizzazione del bacino Liguro-Provenzale ha fatto in modo che si è verificata una rotazione antioraria di 50° delle Alpi Liguri che ha provocato ulteriori deformazioni fragili transtensionale e transpressionale e spinte verso nord-est.

Nel caso delle Alpi Liguri sono state trovate unità di pertinenza paleoeuropea ed oceanica, mentre non risulta esserci presenza di falde appartenenti al dominio insubrico. Per quanto riguarda il continente europeo, esso viene distinto in tre domini principali, che, partendo dal più esterno sono chiamati Delfinese-Provenzale, Brianzonese e Piemontese-Ligure (*Figura 9*).

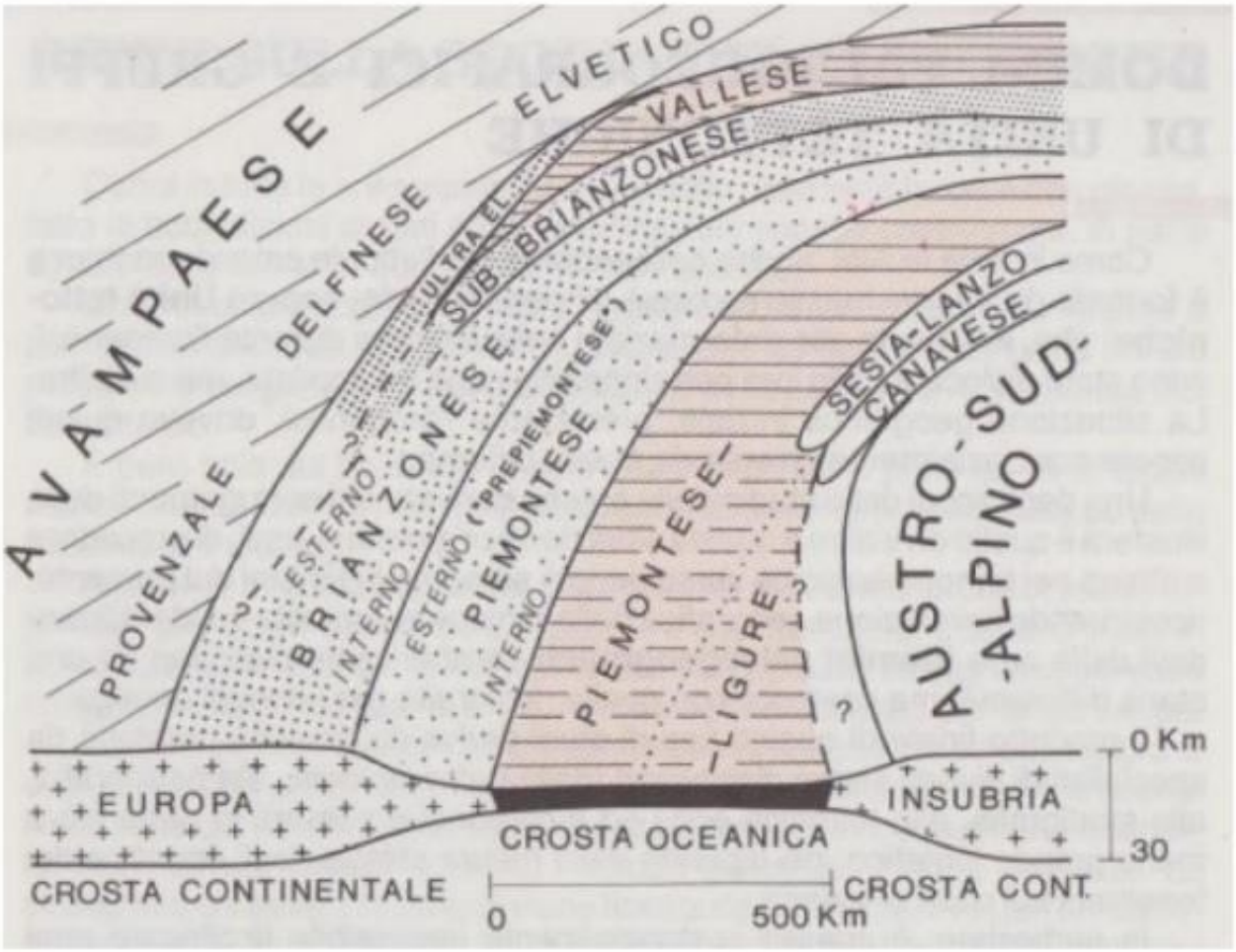


FIGURA 9 - SCHEMA PALEOGEOGRAFICO DELLE ALPI NEL GIURASSICO CON LA DISTINZIONE NELLE VARIE UNITÀ TETTONICHE. (VANOSSI M. - 1991)

Tutti questi domini a loro volta sono suddivisi in settori (esterno/intermedio/interno), se sono ubicati a sinistra o a destra di quello preso in considerazione.

Nell'area ligure, quindi in quella zona dove la crosta oceanica della Tetide era a contatto con la crosta continentale dell'Insubria, in un periodo compreso tra il Cretaceo superiore e l'Eocene (all'incirca tra

90 e 40 Mln di anni fa), il progressivo avvicinarsi delle due placche continentali provocò le fasi principali dell'orogenesi alpina.

Il modello evolutivo delle Alpi (*Figura 10*) prevede la subduzione al di sotto della placca africana (Adria) prima dell'oceano piemontese-ligure (interposto tra i due continenti) e poi dell'avampaese europeo secondo piani di scorrimento immergenti in origine verso l'Adria. Ciò produsse la deformazione sia di materiali oceanici che di quelli continentali più prossimi alla zona di sutura che vennero traslati verso l'avampaese e impilati gli uni sugli altri formando l'odierna struttura a falde di ricoprimento. Questo tipo di movimento ha fatto in modo che i termini più interni siano ora situati verso l'esterno e viceversa, secondo la direzione di trasporto tettonico prevalente (NE-SW).

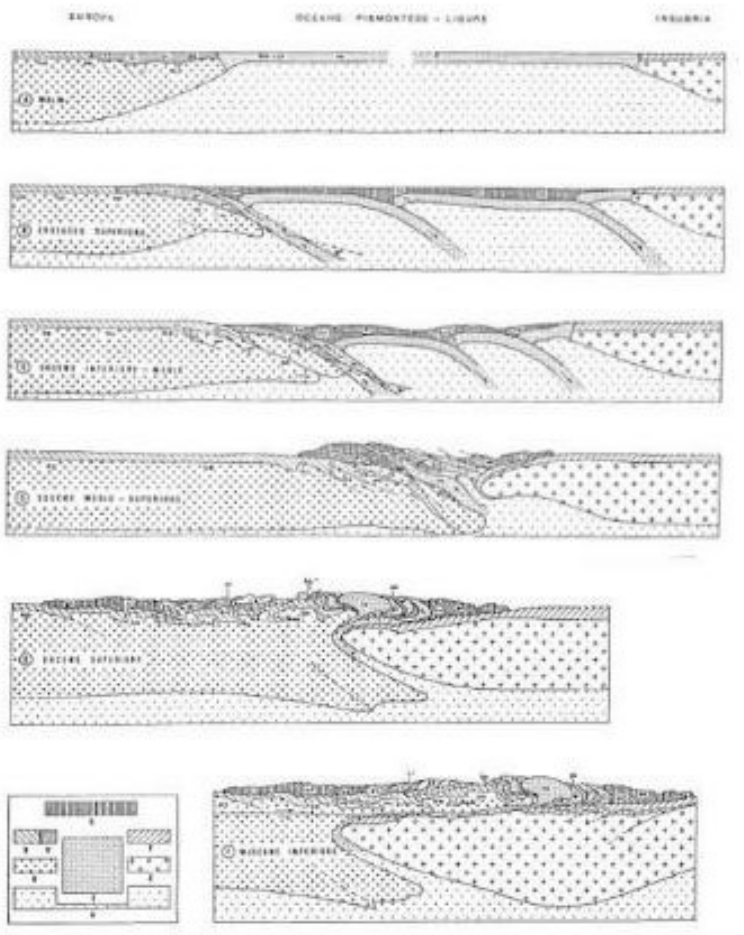


FIGURA 10 - SCHEMA EVOLUTIVO DELLE ALPI LIGURI. (VANOSSI M. – 1984)

Dopo aver descritto in breve l'orogenesi alpina e la suddivisione in domini dell'area delle Alpi occidentali, verrà trattata più in dettaglio la differenza tra i vari domini presenti nell'area di studio (*Figura 11*).

Dominio Brianzonese Ligure: costituisce il prolungamento verso SE (dal colle di Tenda al mar Ligure) del Brianzonese classico, inizia ad avere differenze dal dominio Piemontese nel Triassico

superiore, risulta essere costituito da unità tettoniche che provengono esclusivamente dal paleocontinente europeo più prossime al suo margine stesso. La serie stratigrafica delle unità brianzonesi viene suddivisa in:

1) Basamento cristallino: si distingue in due diverse situazioni tettoniche. Nel primo caso affiora come masse alloctone isolate, geometricamente elevate, prive sia di terreni permiani che di copertura, di pertinenza brianzonese molto interna. Nel secondo caso invece, risulta essere identificato come substrato stratigrafico di successioni brianzonese interne, dove si evince presenza di terreni permiani e copertura meso-cenozoica.

2) Terreni permiani (tegumento permocarbonifero): presenta un insieme di terreni di età compresa tra il Carbonifero superiore e il Permiano superiore, di origine tipicamente vulcanica e più raramente sedimentaria; questa sedimentazione si è verificata in un ambiente soggetto a importanti attività tettoniche distensive, che hanno determinato la messa in posto di depositi sia sedimentari che vulcanici con grandi variabilità di facies e spessore. Storicamente impropriamente indicati anche con il termine (ormai in disuso) di tegumento, sono la porzione più importante ed esterna degli attuali affioramenti del Brianzonese ligure.

3) Copertura meso-cenozoica: è composta da diversi materiali.

Nel Triassico inferiore la piattaforma di Adria è soggetta ancora a subsidenza, e continua la deposizione dei sedimenti detritici cominciata nel Permiano; si ha così la messa in posto di quarziti, che gradualmente passano a peliti e calcari di ambiente lagunare.

Nel Triassico medio si ha invece l'inizio della deposizione delle dolomie della successione calcareo-dolomitica, che cesserà con l'inizio del Giurassico inferiore dato che il Dominio Brianzonese ligure risulta totalmente emerso. In questo arco di tempo le rocce sono soggette a erosione di tipo chimico e dal locale accumulo di paleosuoli rossi (siderolitico); il sollevamento, dovuto probabilmente a un sistema complesso di faglie a gradinata, risulta essere massimo nei settori interni del Brianzonese ligure, ovvero quelli più vicini al margine continentale paleoeuropeo. Si avrà di conseguenza che nei settori esterni le dolomie rimarranno sommerse, e quindi preservate dall'erosione; mentre nei settori più interni l'erosione risulta essere talmente importante da portare i calcari del Giurassico superiore a contatto con i terreni permiani.

Solo durante il Malm si ritornerà ad avere il Dominio Brianzonese sommerso, con conseguente deposizione di calcari.

Dominio Prepiemontese: rappresenta la parte più esterna del Dominio Piemontese, ovvero quella parte del Dominio Piemontese che durante l'orogenesi era dislocata sulla crosta continentale europea. Il Dominio Prepiemontese è situato vicino alla parte orientale del Dominio Brianzonese, che formava

il margine distale della Tetide alpina. Risulta composto da un basamento (privo dei terreni permiani e di copertura meso-cenozoica) costituito da ortogneiss con grossi elementi di K-feldspato associati a masse minori di paragneiss e da una successione sedimentaria completa dal Triassico medio al Cretaceo formata da sedimenti carbonatici di età triassica superiore-liassica che costituisce la quasi totalità degli affioramenti presenti nel Dominio Prepiemontese mentre invece risulta di norma assente nel Brianzonese. Rappresenta la transizione verso le unità portanti ofiolitiche (classicamente interpretate come i resti del regno oceanico s.s.) e si differenzia completamente dal Brianzonese a partire dal tardo Triassico. Da quel momento, la sedimentazione carbonatica in profondità verso l'alto ha registrato una crescente subsidenza tettonica dovuta alla concentrazione dell'attività estensionale vicino all'asse centrale del rifting fra le placche Europea a Adria. All'interno di questo dominio si distinguono tre unità fondamentali: Case Tuberto, Arnasco–Castelbianco e Monte Sotta, di età compresa tra il Triassico recente (escluso il basamento indifferenziato di età pre-permiana dell'Unità di Case Tuberto) e il Giurassico medio. Come per il Brianzonese esterno anche queste unità sono sfuggite alla subduzione, registrando un metamorfismo di basso grado (anchimetamorfismo a facies a scisti verdi).

Dominio Piemontese-Ligure: le falde ofiolitifere pre-cenomaniane e la maggior parte di quelle successioni dei Flysh ad Elmintoidi appartengono a questo dominio. La loro provenienza oceanica permette di farne risalire l'origine all'interno dell'oceano Piemontese-Ligure, apertosi nel Giurassico Medio (Dogger), a seguito della collisione tra la placca europea e la microplacca Adria, richiuso e portato in subduzione al di sotto della placca africana a partire dal Cretaceo superiore.
La serie stratigrafica del Dominio Piemontese-Ligure è composta da:
1) Successioni ricche in ofioliti pre-cenomaniane le quali affiorano tutte in posizione interna e risultano appartenenti ad unità tettoniche aventi un elevata collocazione geometrica.
2) Le successioni flyschoidi che affiorano in posizione esterna, sudoccidentale. In queste successioni di flysch risulta essere sempre assente l'originario substrato stratigrafico; quindi, spesso, risulta estremamente difficoltoso riuscire a risalire alla loro collocazione paleogeografica.

UNITA' STRATIGRAFICHE DELL'AREA STUDIATA

Le unità tettono-stratigrafiche presenti nell'area di studio sono l'unità di Ormea e l'unità di Caprauna-Armetta. L'unità di Ormea rappresenta la parte esterna e media dell'unità brianzonese ligure mentre l'unità di Caprauna-Armetta rappresenta la parte centrale dell'unità brianzonese, a contatto con l'unità brianzonese esterna e media di Ormea (*Figura 11*, *Figura 12*).

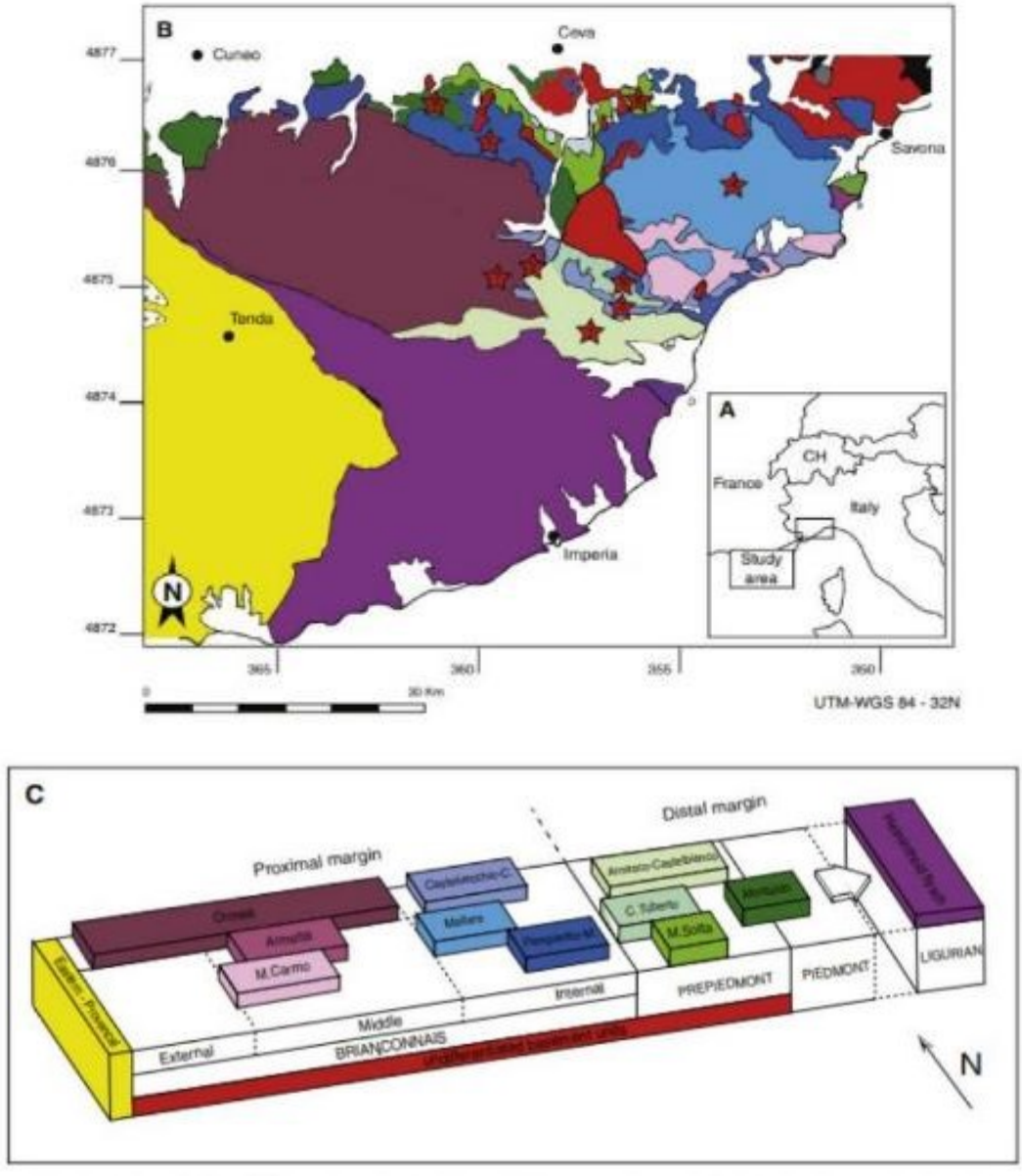


Fig. 2. A) Location of the study area; B) sketch of the Ligurian Alps showing the tectonic units locations. Legend of colours in panel c; stars indicate the location of stratigraphic sections of Fig. 3; (1) Ormea, (2) Caprauna–Armetta, (3) Castelvecchio Cerisola, (4) Mallare, (5) Pamparato–Murialdo, (6) Case Tuberto, (7) Arnasco–Castelbianco, (8) Monte Sotta, (9) Montalto. C) Scheme of main tectonic units of Ligurian Alps and of their juxtaposition in the Late Jurassic.
After Vanossi (1974b, 1991).

FIGURA 11 - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELLE VARIE UNITÀ TETTONICHE LIGURI E LORO SUDDIVISIONE IN BASE AI LORO DOMINI DI APPARTENENZA. (DECARLIS ET AL. - 2013)

L'unità di Ormea alla base presenta un basamento indifferenziato di età precedente al Permiano su cui successivamente nel Permiano inferiore si è deposta la formazione di Ollano (OL), avente uno

spessore di circa 200m. In seguito, sempre nel Permiano, si sono deposti 300 metri di Porfiroidi del Melogno (MP).

Al tetto dei Porfiroidi si osserva una successione di rocce sedimentarie arenitiche e calcaree, con la base costituita da Quarziti di Ponte di Nava (PNQ) e Verrucano, seguiti da strati dolomitici delle Dolomie di San Pietro dei Monti (SPMD), strati calcarei dei Calcari di Rio di Nava (FNL), strati calcarei marmificati della formazione dei Calcari della Val Tanarello (VTC), la formazione di Caprauna (CF) composta da calcari scistosi cretacici e le Calcareniti di Capo Mortola (NCM), note in letteratura come "Calcari a Nummuliti".

L'unità di Caprauna-Armetta invece presenta alla base un basamento indifferenziato di età pre-permiana, successivamente all'inizio del Permiano si sono depositati fino a 250 metri di Porfiroidi del Melogno (MP) (275 Ma.) seguiti da 200 m di Quarziti di Ponte di Nava (PNQ), depositati nel Titonico. La successione continua con circa 50 m di Dolomie di San Pietro dei Monti (SPMD), deposte nel Ladinico/Anisico. Successivamente, dopo uno hiatus sedimentario in cui si osserva la mancata sedimentazione dei Calcari di Rio di Nava(FNL), essa riprende con i Calcari della val Tanarello (VTL), deposti nel Giurassico, con uno spessore di circa 100 m. La successione termina con la formazione di Caprauna (CF), che è composta da calcescisti cretacici con uno spessore di circa 100 m e con le Calcareniti di Capo Mortola (NCM) eoceniche aventi uno spessore variabile da 100 m a 50 m.

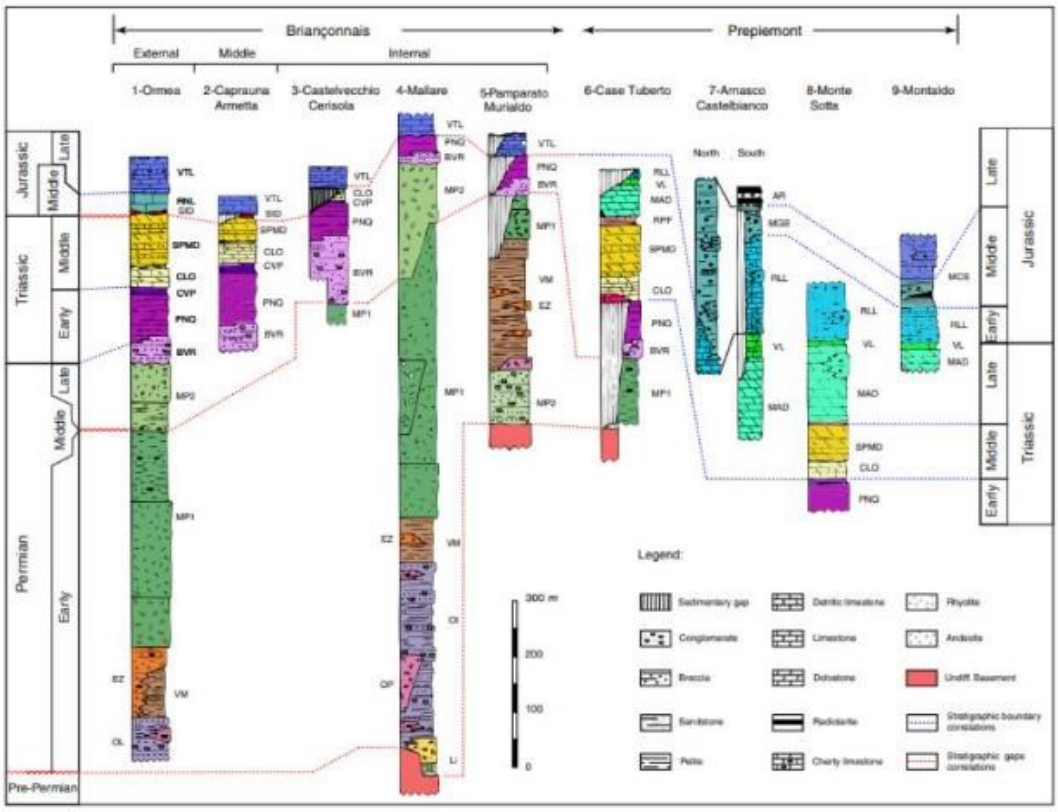


FIGURA 12 - STRATIGRAFIA DI ALCUNE UNITÀ TETTONICHE DELLE ALPI LIGURI. (DECARLIS ET AL. - 2013)

INTRODUZIONE AI DATI DI RILEVAMENTO

Sono state svolte cinque campagne di rilevamento a partire da marzo 2023 fino al giugno dello stesso anno con una durata media di tre giorni di lavoro a campagna.

Il rilevamento è servito per la ricerca e identificazione di tutti gli affioramenti presenti sul terreno, tenendo in considerazione le difficoltà dovute alla notevole copertura detritica, e a quella vegetale che spesso nascondono i limiti sia litologici che tettonici.

La mancata opportunità di fare analisi più dettagliate su alcuni tipi di litologie ha inoltre ostacolato la distinzione specialmente di alcuni limiti litologici, in particolare nell'area a nord del Monte Armetta e nella piana nei pressi del Monte Armetta che sono stati definiti principalmente su base letteraria. L'adozione per queste situazioni dei dati già noti non ha comportato difficoltà o incoerenze interpretative.

Il rilevamento è stato accompagnato dall'osservazione delle pieghe e delle faglie presenti sul territorio che, però, anche essa è risultata piuttosto complicata a causa dell'esigua quantità di affioramenti.

Conseguentemente, alcuni limiti stratigrafici e tettonici, come la corretta estensione delle faglie, sono date da considerazioni e osservazioni fatte a tavolino. Nella carta geologica allegata (Vedi ALLEGATO N.2 – LEGENDA e ALLEGATO N.3 – CARTA GEOLOGICA) sono comunque indicati in maniera differente i dati rilevati da quelli interpretati; le rocce affioranti sono indicate con un colore più marcato, mentre le parti interpretate risultano con un colore più tenue.

STRATIGRAFIA

Per classificare le rocce su base stratigrafica è stato svolto un lavoro atto a confrontare le litologie osservate sul terreno (anche tramite raccolta di campioni), cercando di osservare le caratteristiche principali di ogni roccia. Attraverso i dati bibliografici è stato possibile confrontare le varie litologie con le caratteristiche già osservate in precedenza da vari autori pubblicate sulle Note Illustrative dei fogli CARG.

PORFIROIDI DEL MELOGNO (PERMIANO INFERIORE - SUPERIORE)

I Porfiroidi, *Figura 13*, possono presentarsi a grana minuta o a grossi cristalli di K-feldspato "a scacchiera", localmente con lenti della Formazione di Eze non cartografabili separatamente, con subordinate intercalazioni di Scisti di Gorra, formazioni stratigraficamente inferiori, derivanti da laminazione, durante l'orogenesi alpina, di rioliti, riodaciti e trachiti, più o meno tufacee. La formazione è costituita principalmente dai derivati di rocce vulcaniche acide, più o meno tufacee. Nella loro facies più tipica, i porfiroidi appaiono macroscopicamente come degli ortogneiss a pasta scistosa verde chiara, minutamente ripiegata, nella quale sono visibili fenoclasti, di dimensioni inferiori ai 4-5 mm, spesso ovalizzati e stirati, di quarzo e di feldspato. Una varietà meno diffusa si presenta di colore bianco, non scistosa e con pochi fenocristalli: essa può essere confusa, sul terreno, con la facies quarzitica degli Scisti di Gorra o anche con le quarziti scitiche. Il tetto dei Porfiroidi del Melogno è rappresentato dal Verrucano, oppure dalle quarziti del Triassico, separati dai porfiroidi da una superficie di erosione.

Rappresentano la fase più rilevante, specie in relazione alla volumetria dei materiali emessi, e più recente dell'attività vulcanica attribuita al periodo del permiano inferiore; tale attività ha fatto sì che si verificassero emissioni di enormi masse ignimbritiche, prevalentemente riolitiche, a cui sono associate emissioni laviche e piroclastiche, da riodacitiche a dacitiche. I porfiroidi da essi derivati mostrano pertanto una notevole variabilità composizionale dovuta anche agli effetti della mobilizzazione chimica operata dai fluidi nelle fasi tardo-postmagmatiche.

In genere i Porfiroidi del Melogno vengono fortemente influenzati dal punto di vista chimico e fisico sia dalla originaria composizione, sia dall'intensità delle deformazioni subite.

L'assetto strutturale dei porfiroidi mostra una tendenza alla giacitura della scistosità verso i quadranti meridionali, con inclinazioni molto variabili localmente, talora prossime alla verticalità. In generale i porfiroidi possono essere considerati come rocce a comportamento massivo caratterizzate però localmente da spinta scistosità e da una certa degradabilità, peraltro meno marcata degli scisti. I piani

di scistosità, laddove fitti, e la caolinizzazione del feldspato favoriscono anche in questo caso l'alterazione fisico-chimica delle porzioni più esterne, che pare comunque più limitata sia in estensione superficiale, sia in spessore delle litologie coeve.

Nel complesso è peraltro possibile affermare che si tratta di ammassi più tenaci e resistenti caratterizzati, specie in condizioni di franapoggio, dalla tendenza alla dislocazione di blocchi (talora anche di grosse dimensioni) in conseguenza dell'andamento dei diversi piani di discontinuità presenti. Le aree di affioramento di questa formazione sono in genere caratterizzate da manti di copertura di minerali argillosi.



FIGURA 13 - AFFIORAMENTO DI PORFIROIDI DEL MELOGNO

QUARZITI DI PONTE DI NAVA (TRIASSICO INFERIORE)

Le Quarziti si presentano (*Figura 14* e *Figura 15*) prevalentemente biancastre e talvolta lievemente verdoline, solitamente compatte, ben stratificate e a grana grossa, in strati e banchi, a volte scistose e cloritiche, con rare peliti verdi e violacee intercalate verso la sommità che costituiscono la formazione della Val Marenca. A tetto, le Quarziti di Ponte di Nava passano alle dolomie triassiche: non sembra esistere alcuna superficie erosionale. Questa è invece sempre ben evidente in quelle aree nelle quali il limite superiore della formazione è rappresentato dai Calcari di Val Tanarello. Le Quarziti di Ponte Di Nava sono appartenenti alla copertura meso-cenozoica del Dominio Brianzonese Ligure. Nel Trias inferiore, infatti, cessata quasi totalmente l'attività vulcanica, si verifica una ingressione marina che inizia con la deposizione, in ambiente di spiaggia, delle quarziti scitiche costituenti la litofacies più

tipica di questa formazione. Tali termini derivano pertanto da originarie sabbie a granuli quarzosi, sottoposte a metamorfismo debole; essi presentano grana fine e colorazione di norma molto chiara (da biancastra a leggermente verdolina), spesso risultano fratturati e, verso l'alto, tendono a termini più scistosi e pelitici. Ciò si manifesta in particolare al contatto con le soprastanti dolomie triassiche. Di queste ultime ne costituiscono infatti la base stratigrafica; il passaggio tra le due formazioni è essenzialmente di natura tettonica, con superfici nette ed assenza di superfici erosionali.

Generalizzando si può dire che la formazione è caratterizzata da termini molto tenaci, sostanzialmente omogenea in tutte le serie brianzonesi. La litofacies principale risulta essere quella costituita da quarziti a grana grossa di elevata durezza molto compattate e con stratificazioni ben evidenti con uno spessore medio fino a 50 m, di colore grigio; talvolta si osservano alcuni sistemi di discontinuità al suo interno (piani di fratturazione variamente orientati), dove le variazioni più significative risultano essere quelle alle estremità, cioè alla base e al tetto della formazione.

I passaggi alle facies inferiori sono evidenziati tramite livelli di quarziti conglomeratiche, con ciottoli di quarzo tendenti al rosa pallido con spessori fino ad alcuni metri; mentre, il passaggio a tetto presenta spessori importanti fino a 30 m, dove si hanno alternanze di strati quarzitici e pelitici. La stratificazione a tetto risulta molto irregolare anche se, comunque, il passaggio tra le Quarziti di ponte di Nava e la formazione delle Dolomie di San Pietro dei Monti risulta comunque solitamente netto.

Tra le caratteristiche peculiari della formazione, risulta la totale assenza di fossili e l'importante comportamento geotecnico che è possibile attribuire alla formazione grazie alla sua estrema compattezza.



FIGURA 14 - QUARZITI DI PONTE DI NAVA



FIGURA 15 - PARETE IN QUARZITE DI PONTE DI NAVA

DOLOMIE DI SAN PIETRO DEI MONTI (TRIASSICO MEDIO)

Le Dolomie di San Pietro dei Monti si sono formate quando durante il Triassico medio si è iniziato a verificare un lento ma progressivo sprofondamento dei fondali marini che hanno fatto sì che si sviluppasse un ambiente di piattaforma carbonatica in cui si depositano calcari e dolomie. In questo periodo, precisamente nel Ladinico, si depositarono sedimenti calcareo-dolomitici che sono i costituenti delle Dolomie di San Pietro dei Monti rappresentate da sedimenti carbonatici depositati in ambiente tidale (nella zona di influenza delle maree) sottoposti successivamente ad una profonda dolomitizzazione ed a processi di ricristallizzazione metamorfica che hanno spesso cancellato le originarie strutture sedimentarie.

A colpo d'occhio le Dolomie risultano più o meno calcaree grigie, *Figura 16*, formate da grosse bancate, talora con presenza di fossili; sono visibili alternanze di calcari e calcari dolomitici grigi, a volte con piccoli gasteropodi e con interstrati pelitici rossi e verdi; localmente sono presenti calcari chiari o rosati, ceroidi, di facies simile a quelli del Malm, alternati però a strati dolomitici; si possono trovare anche livelli di brecce calcaree e dolomitiche intraformazionali; calcari micacei chiari, scistosi, calcari silicei e dolomie con noduli di selce.

La Formazione delle Dolomie di San Pietro dei Monti è la più importante delle serie brianzonesi, solitamente la sua presenza è correlata con gli affioramenti delle quarziti precedentemente descritte e quindi hanno una simile distribuzione areale; ovvero entrambe risultano posti in una fascia con andamento est-ovest.

La formazione risulta prevalentemente a composizione calcarea nella parte inferiore, mentre, salendo verso la parte superiore tende a diventare più dolomitica, questa formazione presenta al suo interno

numerosi livelli differenti. Principalmente nella porzione basale e in quella sommitale è così caratterizzata, partendo dall'alto verso il basso:

- Dolomie micritiche, da grigio-chiare a grigio-scure, massicce (25 m);
- Calcari micritici, massicci, a lamine indistinte alternamente chiare e scure, separati da esilissimi veli argillitici (5 m);
- Dolomie a grana fine grigio-scure, in strati di circa 30 cm di spessore, alternate a dolomie chiare massicce (25 m);
- Calcari e dolomie grigio-scuri, da micritici a microcristallini, in strati sottili ben evidenti (50 m);
- Dolomie chiare, massicce, a grana fine, con resti di dasicladacee (10 m);
- Calcari micritici grigi, in strati evidenti e molto sottili, separati da spalmature pelitiche millimetriche rossastre (10 m);
- Dolomie in strati di spessore variabile, grigio-chiare, alternate a calcari micritici, con banchi di brecce intraformazionali (9 m);
- Dolomie grigio-scure, ben stratificate, con interstrati millimetrici pelitici rossastri (25 m);
- Calcari micritici con resti di crinoidi, cui seguono calcari dolomitici ceroidi con aspetto nodulare pseudobrecciato e calcari dolomitici a piste (calcari vermicolati) (45 m);
- Calcari silicei chiari, ceroidi, con interstrati di peliti verdine (12 m).

La successione risulta essere abbastanza uniforme in tutta l'area di studio, il suo spessore è variabile e dipende prevalentemente dall'entità dell'erosioni verificatesi in epoche precedenti al Malm e va da pochi metri fino a 200 m di spessore.

Una particolarità della formazione delle Dolomie di San Pietro dei Monti è che, a differenza delle quarziti di ponte di Nava, risultano comprendenti alcuni (seppur rari) fossili di gasteropodi che ne permettono di calcolare l'età tra il Ladinico e l'Anisico.



FIGURA 16 - DOLOMIA DI SAN PIETRO DEI MONTI

CALCARI DELLA VAL TANARELLO (GIURASSICO SUPERIORE)

Sono stati descritti come: calcari marmorei chiari, ceroidi, fino al grigio opaco, ben stratificati; localmente, alla base, calcari arenacei e conglomerati; alla sommità, talora, marmi rosati e mandorlati; rarissimi frammenti di crinoidi, belemniti, ammoniti, aptici.

Costituisce un prezioso riferimento per le ricostruzioni paleogeografiche e strutturali; infatti, risulta essere una formazione piuttosto inusuale, visto che è presente soltanto nelle serie brianzonesi. Sia per le complicazioni tettoniche sia per il suo esiguo spessore, essa risulta formata per lo più in fasce di ridotta estensione.

La facies è facilmente riconoscibile, *Figura 17*, si tratta di calcari ceroidei dal colore chiaro, grigio-azzurrino o rosa pallido, che, affiora in strati evidenti e regolari che presentano uno spessore medio di 10-15 m; la stratificazione può risultare di difficile interpretazione specialmente alla sommità dove la formazione risulta essere molto simile ai calcari del Malm anche essi presenti nell'area. In altri casi il calcare appare a grana grossa, di colore bianco, con striature nocciola chiare, a frattura scheggiosa, massiccio.

La parte inferiore della formazione, trasgressiva su substrati di età diversa, è quella che presenta le maggiori variazioni, relazionate prevalentemente con le modalità con la quale è avvenuta la ripresa della sedimentazione, sia con la natura litologica del substrato sul quale i calcari si sono depositati. I

Calcari della Val Tanarello hanno solitamente uno spessore piuttosto ridotto, compreso tra i 10 m e i 70-80 m.



FIGURA 17 - CALCARI DELLA VAL TANARELLO

FORMAZIONE DI CAPRAUNA (CRETACICO SUPERIORE – EOCENE)

La Formazione di Caprauna è composta da scisti calcarei più o meno arenacei a nummuliti, con presenza di banchi di quarziti alla base, scisti calcarei e calcareo-arenacei, scisti filladici, grigio scuro e talora verdini per la presenza di fengite, più o meno detritici, con quarzo, e con intercalazioni rare di argille silicee di spessore anche decametrico talvolta rossastre nella parte inferiore.

Gli affioramenti di questa litologia sono numerosi ma composti da piccole lenti sviluppate arealmente, nell'area di studio; tutti questi affioramenti mostrano la stessa successione litologica, che, nelle zone dove è più completa, partendo dall'alto e andando verso il basso stratigrafico, risulta essere:

- Scisti argilloso-arenaceo-calcarei, spesso di colore brunastro, localmente silicei con uno spessore di pochi metri;
- Scisti principalmente calcarei e calcareo-arenacei che hanno uno spessore di 50-100 m;
- Calcari, spesso fortemente arenacei, a nummuliti che principalmente a letto presentano intercalazioni a lenti di quarziti e hanno uno spessore che arriva a 100 m;
- Hard ground fosfatico, o ferruginoso-cloritico, molto raro, ha uno spessore esiguo di pochi centimetri;

- Scisti calcarei e calcari scistosi, a globotruncane, che presentano in alcune zone intercalazioni di strati quarzitici, mentre in altre aree risulta avere livelli di peliti rosse con spessore fino a 50m.

I fossili presenti nella Formazione di Caprauna sono abbondanti, si ha un'elevata presenza di nummuliti e anche di globotruncane; per quanto riguarda l'età della formazione, grazie anche al ritrovamento di questi fossili, si può dire che l'età risulta essere il cretaceo superiore per la sua parte basale, mentre, per la parte superiore l'età risulta essere l'Eocene medio.

Un aspetto molto importante da ricordare è che la Formazione di Caprauna (specialmente la sua parte inferiore calcareo-scistosa) risulta essere l'equivalente dei calcescisti del Brianzonese (*Figura 18*).



FIGURA 18 - FORMAZIONE DI CAPRAUNA.

CALCARENITI DI CAPO MORTOLA (EOCENE)

Conosciute in letteratura come "Calcari a nummuliti", le calcareniti (*Figura 19*) rappresentano il prodotto della trasgressione eocenica i cui sedimenti sono di piattaforma terrigena e localmente di

scarpata interna a macroforaminiferi. La formazione affiora in corrispondenza di numerose pieghe allungata con direzione Nord-Sud fino alla costa e fino ai confini francesi.

La porzione inferiore dell'unità è composta da arenarie biancastre alla cui base è talora presente un orizzonte conglomeratico contenente anche clasti di marne a *Microcodium.* Le arenarie vanno da quarzoso-feldspatiche (grovacche) a prevalentemente quarzose (arcose) in strati da decimetrici a metrici, con bioclasti costituiti da nummulitidi. Queste passano a calcareniti, in banchi massicci e potenti anche diversi metri, privi di strutture sedimentarie, con locali orizzonti conglomeratici basali e abbondanti associazioni a macroforaminiferi di dimensione anche pluricentimetrica, coralli sia isolati, come *Trochosmilia Corniculum*, sia coloniali, megalodontoli e alghe calcaree.

Le calcareniti sono alternate a orizzonti siltoso-arenacei e marnosi il cui spessore diventa predominante via via verso il tetto dell'unità al passaggio con le Marne di Olivetta di San Michele.

Lo spessore di questa unità varia da 40 m a 110m.

Sono presenti anche associazioni ad alghe calcaree localmente predominanti rispetto ai foraminiferi.

Gli intervalli marnosi intercalati alle calcareniti hanno fornito associazioni a foraminiferi in genere mal conservate e caratterizzate da rarissimi esemplari.

Sulla base dell'associazione a foraminiferi planctonici ritrovata le Calcareniti di Capo Mortola possono essere attribuite al Luteziano superiore-Bartoniano inferiore.



FIGURA 19 - CALCARENITI DI CAPO MORTOLA

DEPOSITI FLUVIALI (PLEISTOCENE ANTICO – OLOCENE)

Sono state riconosciute due tipologie di depositi fluviali, generatisi in tempi diversi, il primo nel Pleistocene, il secondo nell'Olocene.

Nei depositi fluviali pleistocenici si possono osservare depositi ghiaiosi talora molto grossolani, poligenici (anche con ciottoli di cristallino) e sabbie, lungo la costa ligure, di deposizione fluviale o marina, localmente molto alterati in superficie. Presentano coltri più o meno importanti di materiali fortemente alterati.

La posizione stratigrafica di queste ghiaie è piuttosto incerta, sono state proposte due ipotesi; la prima dice che questi depositi rappresentano una facies particolare dei conglomerati pliocenici; la seconda ipotesi invece propone che essi costituiscono un deposito postpliocenico incastrato o sovrapposto al Pliocene stesso.

Nei depositi fluviali olocenici (*Figura 20*), invece, si possono osservare depositi generati da alluvioni sul versante ligure che costituiscono i terrazzi inferiori, ghiaioso-sabbiosi e scarsamente alterati verso la superficie.

I torrenti di tipo mediterraneo fortemente presenti nell'area ligure presentano depositi fluviali per lo più ghiaioso-sabbiosi, al di sotto della quale sono presenti le rocce di base costituenti i terrazzi (terrazzi poligenici). Il dislivello di questi terrazzi rispetto al fondovalle risulta fortemente marcato verso l'entroterra e man mano che si procede da monte verso valle va progressivamente diminuendo fino ad annullarsi vicino alla costa.



FIGURA 20 - DEPOSITO FLUVIALE NEI PRESSI DI ORMEA

TETTONICA

Nell'area di studio sono presenti numerose strutture geologiche formatesi durante gli eventi deformativi, come ad esempio le numerose pieghe minori che risultano raramente visibili alla scala d'affioramento oppure le pieghe più grosse, (*Figura 21*), sepolte nel terreno e quindi non facilmente riconoscibili sul campo, le quali però possono essere individuate tramite le sezioni geologiche dato che influenzano e determinano la litologia dell'area facendo in modo che si possano riscontrare differenti litologie in posizioni incoerenti con la stratigrafia dell'area.



FIGURA 21 - PIEGA CON AL NUCLEO LE DOLOMIE E I CALCARI DELLA VAL TANARELLO ALL'ESTERNO. (FOTO DI SIMONE LOMBARDI).

L'intera area può essere suddivisa in due parti da un sovrascorrimento (*Figura 22*) che permette l'osservazione di caratteristiche stratigrafiche e tettoniche diverse nella zona sottostante rispetto a quelle della zona sovrastante.

Nell'area sottostante si possono osservare delle deformazioni meno complesse caratterizzate da un'unica piega sinclinale e da faglie trascorrenti verticali sulle quali si sono messi in posto i corsi d'acqua che successivamente hanno scavato le vallecole. Questa piega è abbastanza asimmetrica e con una vergenza verso est.

Sopra il sovrascorrimento invece si può osservare una situazione tettonica più complessa con una piega coricata a guaina, pieghe fortemente non cilindriche con piano assiale suborizzontale, in cui lo strato più recente, corrispondente al Calcare a Nummuliti della formazione di Caprauna, va a chiudere come una sacca tutti gli strati interni, e numerose pieghe parassite minori con una successione di

sinclinali e anticlinali, rintracciate nelle Dolomie di San Pietro e nei Calcari della Val Tanarello. Queste pieghe minori sono di tipo simmetrico con un angolo tra i fianchi compreso tra i 30° e i 70°.

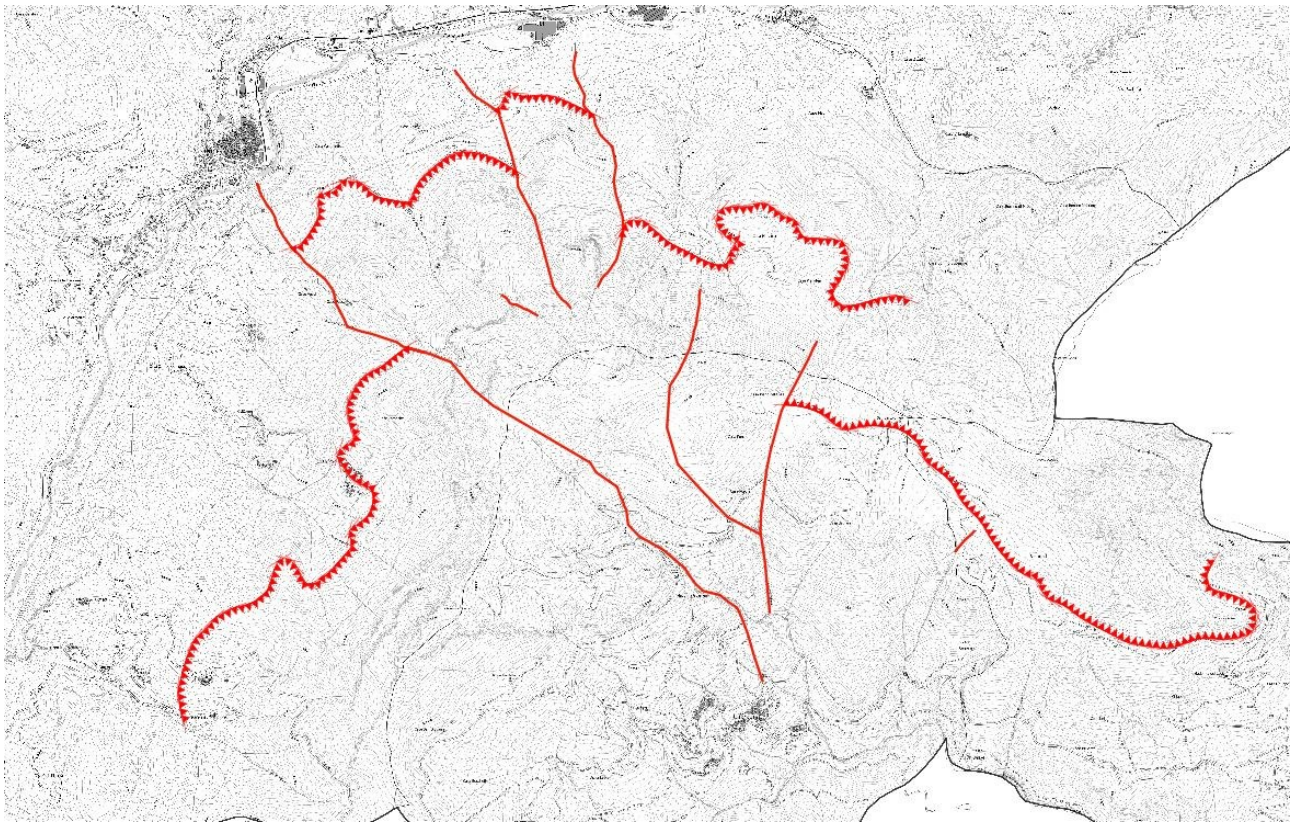


FIGURA 22 - PRINCIPALI SOVRASCORRIMENTI E FAGLIE. I TRATTI CON I TRIANGOLI SONO I SOVRASCORRIMENTI, QUELLI LINEARI, LE FAGLIE. I TRIANGOLI INDICANO LA PARTE CHE È SOVRASCORSA.

Oltre alle pieghe nell'area possono essere rintracciate anche numerose faglie, la più importante delle quali è il sovrascorrimento a scala chilometrica che divide l'area del fondovalle del Fiume Tanaro dalle montagne soprastanti. Questo sovrascorrimento nell'area di studio inizia dalla località Case Bertoli e prosegue girando il monte Armetta fino alle vicinanze di Case Borrino Superiore. Lungo questo percorso, il sovrascorrimento viene tagliato da alcune faglie trasversali aventi direzione SE-NW e SSE-NNW, perciò viene ritrovato in località più vicine al fondovalle nell'area a Nord-Est. Sul terreno non è stato possibile ritrovare tracce di questo sovrascorrimento per via della scarsità di affioramenti rilevabili; perciò, la sua presenza stata supposta per via del contatto visibile tra litologie stratigraficamente non correlate tra loro. Nell'area montuosa sono state rilevate alcune faglie trasversali con direzione SE-NW, S-N e S-NNE ancora tramite l'analisi delle litologie in posto. Infatti, si è visto un dislocamento delle litologie osservate in campo che ha fatto presupporre la presenza di faglie trasversali, che tuttavia non sono state riconosciute con affioramenti sul terreno. A ovest si è visto un altro piccolo sovrascorrimento che mette a contatto le Quarziti di Ponte di Nava e la Formazione di Caprauna. Inoltre, sempre nella formazione di Caprauna, in particolare nei calcescisti, si sono viste delle pieghe parassite e delle microfagliette dovute alla scarsa resistenza

meccanica di questa litologia e si sono visti più set di pieghe all'interno della stessa litologia (*Figura 23*).

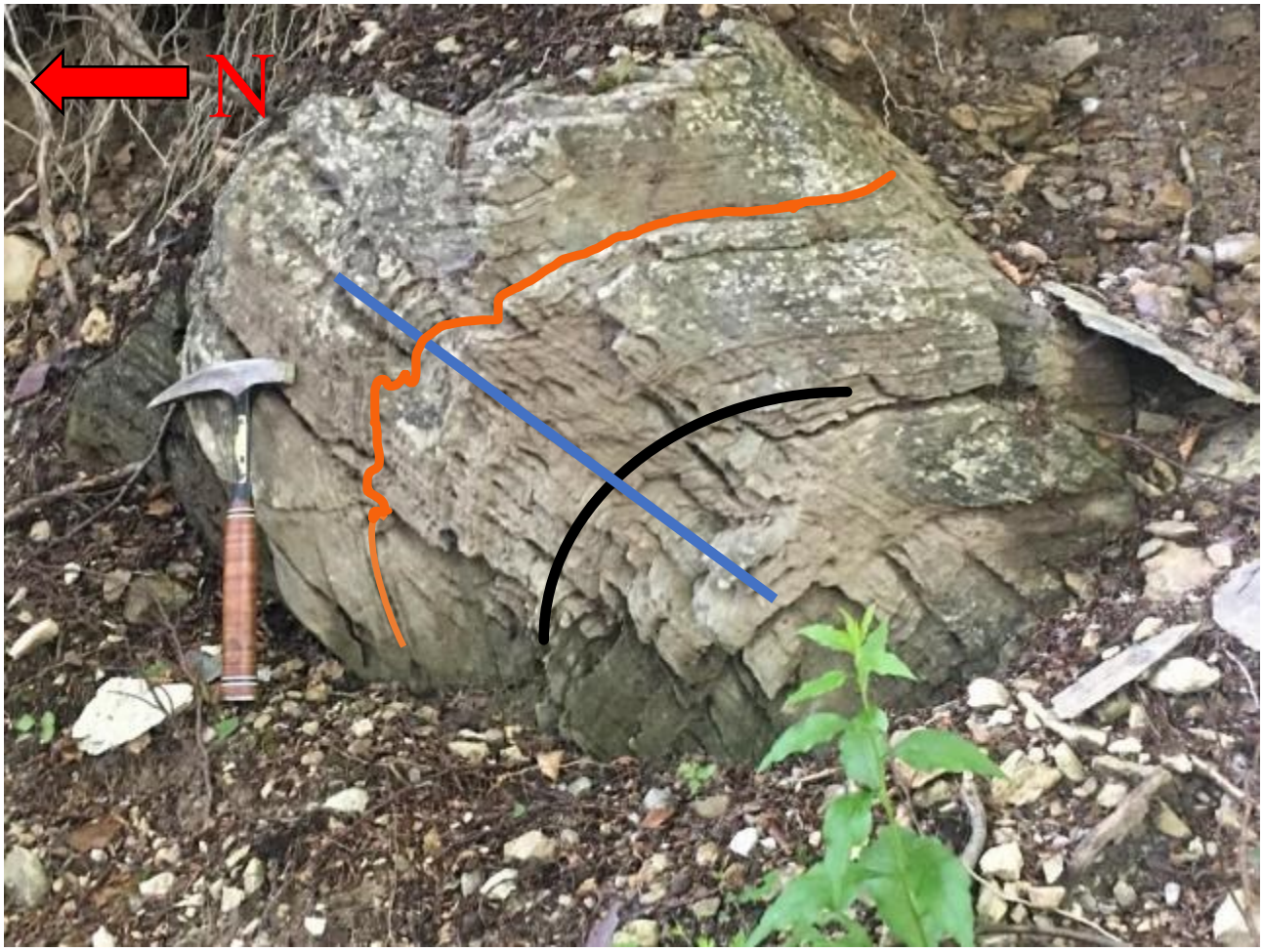


FIGURA 23 – BLOCCO DI CALCESCISTO IN CUI SONO RICONOSCIBILI DUE SET DI PIEGHE. LA LINEA NERA RAPPRESENTA LA PRIMA FASE DEFORMATIVA, MENTRE LA LINEA BLU LA SECONDA FASE DEFORMATIVA. INVECE LA LINEA ARANCIONE RAPPRESENTA UNA DELLE PIEGHE PARASSITE S E Z PRESENTI NEI CALCESCISTI.

PIEGHE A GUAINA

Le pieghe a guaina che mostrano cerniere di piega altamente curvilinee sono un fenomeno diffuso riconosciuto da zone ad alta deformazione all'interno delle cinture orogenetiche e sono stati anche segnalati in altri contesti in cui si verifica un taglio eterogeneo, per esempio colate saline e diapiri, ghiacciai, sedimenti subglaciali deformati e crolli di sedimenti molli. Le pieghe a guaina sono classicamente rappresentate come geometrie simmetriche attorno a due piani speculari ortogonali, la superficie XY assiale e la superficie mediale (X–Z) (culminazione/ depressione) che divide in due la punta della piega parabolica (*Figura 24*).

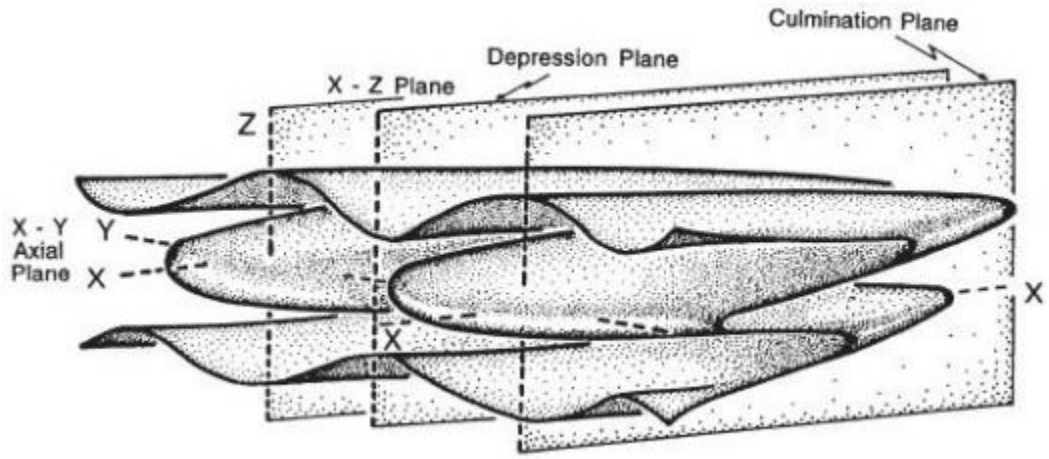


FIGURA 24 - FIGURA SCHEMATICA IN 3D CHE ILLUSTRA LE COORDINATE GEOMETRICHE (X–Y–Z) DELLE TRADIZIONALI PIEGHE A GUAINA. LE PIEGHE A GUAINA MOSTRANO PIANI ASSIALI ORIZZONTALI (X–Y) E SUPERFICI MEDIALI VERTICALI (X–Z) SEPARATE IN PIANI DI CULMINAZIONE E DEPRESSIONE CHE SI CHIUDONO RISPETTIVAMENTE VERSO E LONTANO DALLO SPETTATORE. (ALSOP G.I E HOLDSWORTH R.E – 2004)

Esse sono stati ampiamente classificate come pieghe con una variazione della linea di cerniera superiore a 90°, ma possono anche essere suddivise in pieghe tubolari con angoli apicali <20°. Possono esserci pieghe a guaina con angoli apicali compresi tra 90° e 20° denominate pieghe a lingua a causa dell'originale descrizione di "una lingua che sale ripidamente in un luogo" e la morfologia complessiva simile a una lingua di tali pieghe (*Figura 25*).

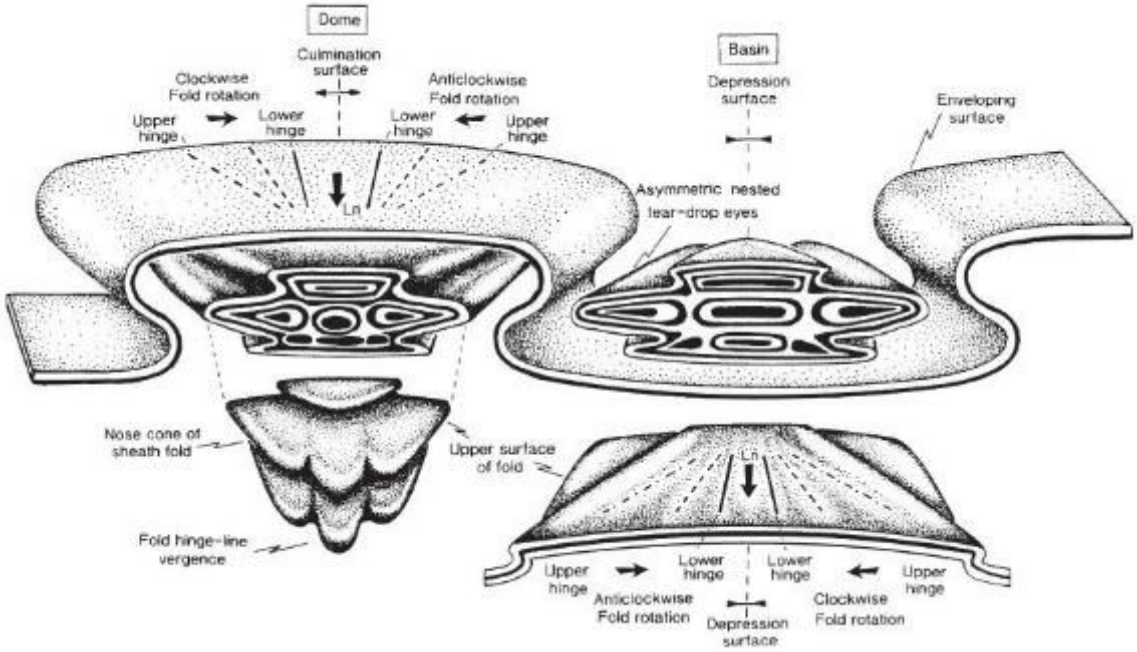


FIGURA 25 - SCHIZZO SCHEMATICO 3D CHE ILLUSTRA I DOMINI DI ROTAZIONE IN SENSO ORARIO E ANTIORARIO ATTORNO ALLE GEOMETRIE DELLA GUAINA A DUOMO E A BACINO. GLI ANDAMENTI GENERALI DELLE PIEGHE MINORI SVILUPPATESI SUI FIANCHI SUPERIORI E INFERIORI DELLE PIEGHE A GUAINA SONO PROIETTATI (COME LINEE TRATTEGGIATE) SULLA SUPERFICIE AVVOLGENTE INSIEME ALLA LINEAZIONE DI ESTENSIONE (LN), CHE È PARALLELA ALL'ANDAMENTO DEL TRASPORTO TETTONICO. (ALSOP G.I. E HOLDSWORTH R.E.– 2004)

Le pieghe che originariamente si formano sostanzialmente ortogonali alla direzione di trasporto possono subire sensi di rotazione opposti alle due estremità delle loro linee di cerniera, accentuando così la delicata curvilinearità primaria della cerniera. Una geometria di piega originariamente coerente che subisce rotazioni in senso orario e antiorario (vista sul piano X – Y dall'alto) mostrerà quindi geometrie di immagini speculari e inversioni nella vergenza della piega minore e rivolta lungo la lunghezza della sua cerniera. Le pieghe a guaina possono mostrare anche una curvilinearità asimmetrica delle cerniere di piega con conseguente vergenza della piega secondo la linea di cerniera. Porzioni delle linee di cerniera della piega che hanno ruotato in senso opposto sono separate da superfici mediali parallele al trasporto e normali alla foliazione che sono divise in culminazioni e depressioni. Le pieghe curvilinee che sono convesse verso l'alto se viste nella superficie assiale inclinata (X–Y) e che si chiudono nella direzione del trasporto da thrust sono chiamate culminazioni o duomi, mentre quelle che sono convesse verso il basso e aperte nella direzione del trasporto da thrust sono chiamate depressioni o bacini. Culminazioni e depressioni sono divise in due da superfici mediali normali alla foliazione e parallele al trasporto che possono intersecare sia le superfici assiali antiformi che quelle sinformi. Ciò si traduce in una serie di configurazioni, tra cui duomi (culmine su antiformi) e selle invertite (culmine su sinformi), mentre le depressioni possono produrre bacini (depressione su sinformi) e selle (depressione su antiformi). Pieghe non cilindriche possono svilupparsi, sotto taglio semplice, nella matrice relativamente debole che avvolge le inclusioni più forti. Maggiore è il rapporto di viscosità, minore è la deformazione di taglio necessaria per generare pieghe a guaina.

Relazioni geometriche tra gli orientamenti misurati delle cerniere di piega, dei piani assiali, l'estensione delle lineazioni e delle foliazioni vengono confrontati su fabric topology plots (FTP), che forniscono uno strumento efficace per monitorare le rotazioni planari e lineari del tessuto con crescente progressiva deformazione non coassiale. Essi mostrano costantemente variazioni sistematiche dalle regioni di sollecitazione inferiore a quelle più elevate nel passaggio dalle pieghe superiori a quelli inferiori attraverso le principali superfici assiali e nell'attraversamento delle superfici mediali di segmenti della linea di cerniera da brevi a lunghi. Le superfici assiali e mediali dividono quindi efficacemente le principali pieghe a guaina in quadranti con diverse quantità, sensi e combinazioni di rotazioni planari e lineari del tessuto all'interno di ciascun dominio. Tale deformazione eterogenea implica che i modelli di intensa deformazione non coassiale che interessano uniformemente le pieghe preesistenti possono sovrastimare lo spostamento di volume e la deformazione di taglio.

Si ritiene che le pieghe a guaina si formino mediante la rotazione delle cerniere delle pieghe che iniziano con un angolo elevato fino a variare durante la progressiva deformazione non coassiale.
Tuttavia, la generazione di pieghe a guaina mediante un semplice meccanismo di taglio richiede grandi forze di taglio. Sono stati quindi considerati possibili meccanismi alternativi per generare pieghe a guaina e includono deformazione costrittiva, deformazione costrittiva non coassiale e taglio generale associato all'accorciamento attraverso la zona di taglio. Inoltre, le cerniere di piega che tendono parallelamente alla direzione del taglio e iniziano oblique rispetto al piano di taglio, possono successivamente subire un'estensione e sono state anche suggerite come precursori delle pieghe della guaina.
Inoltre, le pieghe a guaina mostrano angoli apicali più ampi sui fianchi superiori che possono essere divisi in due asimmetricamente dalla superficie mediale e dalla lineazione di estensione, mentre i fianchi inferiori definiscono angoli apicali più acuti che sono disposti simmetricamente rispetto alla stessa lineazione. La riduzione sistematica dell'angolo apicale dai fianchi superiori a quelli inferiori è interpretata come una conseguenza dell'aumento della rotazione delle pieghe associato a gradienti di deformazione significativi e deformazioni non coassiali. L'amplificazione e la crescita degli strati principali, che possono mostrare geometrie a guaina, sono poco conosciute e si riferiscono a due modelli principali. Il primo modello si riferisce alle cerniere a piega che ruota in cui la cerniera maggiore migra rispetto ai fianchi, con il risultato che il materiale e le strutture minori passano progressivamente attorno alla cerniera dal fianco superiore a quello inferiore come un "nastro trasportatore". Pieghe minori passerebbero quindi attorno alla cerniera principale, determinando un'apparente inversione dell'asimmetria lungo la superficie assiale, mentre la polarità rivolta rimane la stessa. Un tale processo comporterebbe anche l’inversione del senso di obliquità della linea di cerniera dai fianchi superiori a quelli inferiori se visti dall’alto. Tuttavia, il senso di obliquità della linea di cerniera corrisponde costantemente alla direzione della piega rivolta su entrambi i fianchi superiori e inferiori delle pieghe a guaina, rendendo così inapplicabile il modello della cerniera rotante. Il modello alternativo presuppone che la cerniera della piega rimanga fissa rispetto ai fianchi e che l'aumento dell'ampiezza della piega sia ottenuto attraverso l'attenuazione del fianco inferiore durante un'intensa deformazione non coassiale.

La geometria e l'orientamento originali delle pieghe a buckling che successivamente subiscono il taglio per creare le pieghe a guaina sono spesso difficili da decifrare a causa dell'intensità della progressiva deformazione che ne consegue.
La lunghezza d'onda della vergenza della linea di cerniera della piega è tipicamente maggiore per pieghe più grandi di unità più spesse, mentre una non cilindricità più pronunciata viene generata in

materiali meccanicamente eterogenei. La deformazione variabile attraverso le superfici mediali rifletterà in una certa misura l'orientamento originale della cerniera di piega rispetto alla direzione del taglio. Una maggiore rotazione e deformazione all'interno dei segmenti lunghi della linea di cerniera possono suggerire che essi fossero originariamente orientati con un angolo maggiore rispetto alla direzione di taglio rispetto ai segmenti corti della linea di cerniera (che subivano meno deformazione). Discrepanze consistenti nella quantità e nel senso della rotazione della linea di cerniera della piega attorno alle superfici mediali sono indicativi della variazione sistematica originale nell'assetto e nell'obliquità delle linee di cerniera attorno alla direzione di trasporto.

L'analisi delle geometrie delle pieghe a guaina come ausilio all'interpretazione della cinematica generale e alla determinazione della direzione di taglio all'interno delle zone di taglio è stata a lungo discussa. Studi microstrutturali dimostrano che i pattern asimmetrici dell'asse C del quarzo mostrano spesso un'apparente inversione di senso attorno alle cerniere di piega, suggerendo che questi pattern siano stati piegati attorno a cerniere che variano da normali al trasporto a parallele al trasporto. Tali inversioni suggeriscono una mancanza di rotazione marcata della cerniera di piega e di ricristallizzazione, che distruggerebbe le strutture preesistenti. Tuttavia, all'interno delle pieghe a guaina che hanno subito marcate rotazioni della cerniera, i pattern di tessitura dell'asse C nel quarzo mostrano spesso lo stesso senso di asimmetria su entrambi i fianchi della piega. Ciò riflette la continua ricristallizzazione dinamica durante la rotazione della cerniera di piega associata alla progressiva deformazione non coassiale. Dovrebbero essere tracciate importanti distinzioni tra la cinematica complessiva delle zone ad alta deformazione e le zone localizzate di elevata deformazione sviluppate attorno alle chiusure delle pieghe a guaina in cui il senso locale di taglio riflette uno spostamento differenziale variabile attorno al naso della piega. Il senso relativo di taglio all'interno di queste zone avvolgenti ad alta deformazione può invertirsi attraversando sia le superfici assiali che le superfici mediali. Queste relazioni dimostrano che inversioni del senso di taglio sulle cerniere di piega parallele al trasporto possono essere generate durante una singola deformazione progressiva. Potrebbero quindi non essere semplicemente una conseguenza del ripiegamento di foliazioni preesistenti ad alta deformazione.

Inizialmente, si supponeva che le pieghe della guaina si chiudessero costantemente nella direzione del movimento e perciò erano utili nel determinare il senso di taglio complessivo. Tuttavia, recentemente è stato scoperto che sia gli elementi terminali domali della guaina che quelli bacinali che si chiudono in direzioni opposte sono generati all'interno dello stesso regime cinematico. Il senso di chiusura della guaina è quindi governato dalla geometria della piegatura originale della piega antiforme/sinforme, accoppiata con quantità e sensi variabili di rotazioni planari e lineari delle

strutture tra i fianchi superiori e inferiori (attraverso le superfici assiali) delle pieghe a guaina principali domali e bacinali
La direzione della chiusura della guaina non è quindi diagnostica del senso di taglio, anche se chiaramente l'andamento del movimento dividerà in due la chiusura della guaina. Tale piegatura può anche essere utilizzata per determinare il senso di taglio solo se è combinata con l'analisi sistematica dei modelli di piegatura accoppiati con pieghe minori e attenuazione del tessuto.

All'interno delle rocce deformate duttili, è possibile misurare una varietà di semplici relazioni strutturali associate alle obliquità tra strutture planari e lineari (vedi ALLEGATO N.5 – TABELLE RIASSUNTIVE DEI PARAMETRI TOPOLOGICI DELLE PIEGHE A GUAINA). Un tale approccio consente una maggiore comprensione sia delle conseguenze geometriche della deformazione, sia dell'evoluzione tettonica del sistema deformante. La logica di questa analisi geometrica si basa sul concetto di attrattori delle strutture con deformazioni sempre più elevate che determinano una rotazione planare e lineare del tessuto verso il piano di taglio e la direzione X (rispettivamente).
All'interno di zone di simple shear intenso, le lineazioni di estensione (Ln) saranno sub-parallele alla direzione del movimento. Pertanto, al crescere della deformazione non coassiale, le cerniere di piega ruotano verso la linea di estensione, mentre le superfici assiali ruotano verso il subparallelismo con la foliazione principale. Date le relazioni sopra osservate, utilizziamo coerentemente l'andamento della linea di estensione (Ln) e dell'incidenza della superficie di foliazione (Sn) come dato di riferimento attorno al quale misurare l'obliquità relativa dei vari elementi strutturali.

Il senso di convergenza della piega minore mostrerà inversioni distinte nell'attraversare sia le superfici assiali maggiori che quelle mediali. Le pieghe minori tipicamente mostrano modelli prevedibili di asimmetria o convergenza tra fianco lungo e fianco corto rispetto alle pieghe maggiori associate. Se osservate verso il basso, tali relazioni di vergenza possono essere convenientemente descritte come geometrie di piega M/W con vergenza neutra, oppure a Z o a S. Le pieghe minori mostrano inversioni nell'asimmetria trasversale quando attraversano le tracce assiali delle pieghe maggiori. Tuttavia, nelle regioni di piegamento curvilineo, le inversioni di vergenza si verificano anche lungo il percorso quando le superfici mediali (culminazione/depressione) vengono attraversate. Le inversioni nella convergenza delle pieghe minori si verificano chiaramente sia sulle superfici assiali delle pieghe maggiori che sulle superfici mediali. Pertanto, la posizione di una piega minore su una piega maggiore a guaina non viene individuata in modo univoco mediante la sola analisi dell'asimmetria. Sono quindi necessarie ulteriori informazioni discriminatorie che vengono fornite dallo studio dei modelli di piegatura minore.

Il senso di minore *fold facing* mostra distinte inversioni di polarità solo sull'attraversamento delle superfici mediali che tipicamente definiscono l'andamento del trasporto tettonico. Il *fold facing* è definito come "la direzione, normale alla cerniera della piega, lungo il piano assiale della piega e verso gli strati più giovani".

I pattern di *fold facing* minori mostrano una certa variabilità, con la polarità del rivestimento che dipende dal senso di rotazione della cerniera della piega minore. Le superfici di culminazione e di depressione segnate da inversioni lungo la convergenza della piega minore sono quindi anche associate a inversioni nella polarità della piega minore rivolta per definire i domini rivolti a nord e a sud.

Pertanto, gli azimut sono diretti verso l'interno verso le superfici di depressione e verso l'esterno lontano dalle superfici di culminazione.

Il senso di obliquità tra le linee di cerniera delle pieghe minori e le estensioni delle lineazioni mostra inversioni distinte attraversando le superfici mediali. L'obliquità angolare tra l'andamento di una cerniera di piega rispetto all'estensione della lineazione può essere descritta come in senso orario o antiorario se vista sulla superficie assiale (X–Y) dall'alto. All'interno delle regioni di taglio eterogeneo, sono necessarie deformazioni di taglio sempre più grandi per guidare la rotazione completa delle cerniere di piega in parallelismo con la direzione di estensione (X). Di conseguenza, raramente si ottiene una precisa colinearità tra le cerniere di piega e l'estensione delle lineazioni e vengono comunemente preservati angoli di obliquità piccoli ma distinguibili. Le pieghe minori che ruotano in senso opposto rispetto alla direzione di trasporto mostreranno quindi un senso opposto (orario o antiorario) di obliquità fra la cerniera delle pieghe e le estensioni delle lineazioni. Le inversioni nel senso di questa obliquità rispetto all'estensione delle lineazioni si svilupperanno con inversioni lungo lo strike nella convergenza delle pieghe minori e nella polarità rivolta e segneranno le superfici mediali.

È vero il contrario nel caso di depressioni in cui gli schemi di tracciati delle pieghe divergono nella direzione di trasporto. Pertanto, il senso dell'obliquità fra le cerniere e l'estensione delle lineazioni mostrerà inversioni distinte sull'attraversamento delle superfici mediali. Tuttavia, il senso di obliquità all'interno di qualsiasi dominio affacciato rimane sempre lo stesso, indipendentemente dalla geometria della cerniera di piega e dalla posizione relativa rispetto alle superfici assiali su larga scala.

Il senso dell'obliquità dello strike planare assiale fra la piega minore e l'estensione delle lineazioni mostra inversioni distinte nell'attraversamento sia delle superfici assiali maggiori che delle superfici mediali. L'obliquità angolare tra lo strike del piano assiale di una piega rispetto all'andamento

dell’estensione delle lineazioni può essere descritta come oraria o antioraria se vista dall'alto.

Tracce planari assiali di pieghe minori definiscono uno schema sinformale complessivo attraverso la superficie della depressione, con tracce assiali convergenti verso le intersezioni del bacino (depressione sulle sinforme) e divergenti dalle selle associate (depressione sulle antiforme). Pertanto, la geometria complessiva impone che i piani assiali delle pieghe minori definiscano tracce convergenti verso i bacini e le cupole degli elementi terminali e tracce divergenti attorno alle selle intermedie e alle selle invertite, rispettivamente. Tali modelli sono più chiaramente osservabili in ambienti con sollecitazioni inferiori, come i fianchi superiori delle pieghe della guaina.

Il senso di strike tra gli assi planari e l’obliquità della foliazione della piega minore mostra inversioni distinte nell'attraversamento sia delle superfici assiali maggiori che delle superfici mediali. Poiché l'esatta colinearità delle cerniere di piega con le lineazioni è difficile da ottenere, anche i piani assiali di piega e le foliazioni che segnano i fianchi di piega dominanti (lunghi) sono raramente complanari.

Tuttavia, quando la geometria delle pieghe minori cambia attraversando sia le superfici assiali maggiori che le superfici mediali, anche il senso di obliquità fra il piano assiale e la foliazione, osservato in ciascun dominio, si invertirà di conseguenza.

Dopo aver descritto le caratteristiche generali delle strutture minori legate al piegamento a guaina, consideriamo ora più in dettaglio le interrelazioni tra questi diversi fattori. Viene stabilita una serie di parametri strutturali, che collettivamente si riferiscono alle variazioni nella posizione strutturale (e quindi nella deformazione) sulle pieghe a guaina su scala più ampia (ALLEGATO N.5 – TABELLE RIASSUNTIVE DEI PARAMETRI TOPOLOGICI DELLE PIEGHE A GUAINA).

La topologia si riferisce alle proprietà invarianti di una struttura sotto deformazione e può essere applicata allo studio dei modelli di pieghe e strutture definendo una serie di parametri strutturali che mantengono una relazione costante durante la deformazione. Qui vengono definiti sette parametri topologici di questo tipo, che collettivamente subiscono una modifica progressiva e prevedibile dalle regioni di deformazione inferiore a quella maggiore. Analisi dettagliate di tali modelli sistematici sono presentate sui tradizionali istogrammi di distribuzione della frequenza e anche sui Fabric Topology Plot (FTP).

Due parametri qualsiasi possono essere direttamente confrontati e contrastati tra loro sugli FTP, che monitorano efficacemente le relazioni e l'evoluzione della tessitura, e quindi consentono una comprensione più chiara del comportamento di deformazione. Gli FTP possono quindi essere utilizzati per confrontare direttamente le tipiche registrazioni strutturali sul campo della vergenza e del *facing* delle pieghe, insieme alle misurazioni della cerniera della piega, del piano assiale,

dell'estensione delle lineazioni e degli orientamenti della foliazione, rendendo questa tecnica semplice, efficace e facile da applicare. La coerenza statistica del set di dati sviluppato dalle pieghe naturali a guaina suggerisce che una metodologia predittiva può essere applicata con sicurezza in aree con scarsa esposizione e/o con meno dati. Inoltre, tali tecniche possono essere applicate a tutti i terreni in cui la deformazione eterogenea comporta la rotazione di elementi strutturali planari e lineari verso l'attrattore della struttura.

Si noti che poiché il sistema di riferimento dei parametri si riferisce spesso a variazioni rispetto a un dato orizzontale, ad es. tendenze della lineazione dell'estensione e dello strike della foliazione, sono più adatti ai sistemi di deformazione dominati dal dip-slip, sebbene la conversione in angoli di immersione e passo nei sistemi sub-verticali dominati dal strike-slip sia chiaramente possibile. Gli angoli di cerniera e il passo di lineazione sono estremamente preziosi nei piani assiali a forte inclinazione dove le rotazioni della piega possono produrre pochi cambiamenti nella tendenza della cerniera.

Per convenzione, i valori del pitch (rake) vengono calcolati a partire dallo strike orizzontale ed entro il piano della superficie assiale in ogni caso, mentre l'andamento dell'estensione delle lineazioni (Ln) e dello strike della foliazione (Sn) costituiscono il dato di riferimento per calcolo delle obliquità relative.

I tessuti planari e lineari subiscono rotazioni e modifiche ordinate e sequenziali durante la deformazione. In sintesi, il senso di obliquità tra le cerniere della piega e la lineazione è correlato al senso di fronte della piega, mentre il senso di obliquità tra lo strike planare assiale e l'andamento L2 o lo strike Sn dipende dalla geometria della piega Z o S.

Le inversioni sia nella linea di cerniera della piega che nella vergenza dei fianchi della piega attraverso le superfici mediali e assiali dividono efficacemente le pieghe della guaina in quadranti asimmetrici 3-D come analizzati sulle griglie di vergenza. La vergenza dei fianchi piegati è tipicamente descritta utilizzando la terminologia S, Z e M (se vista dall'alto in basso). La vergenza della linea di cerniera della piega può anche essere descritta utilizzando questa classificazione se vista sulla superficie X – Y dall'alto. È quindi possibile definire la vergenza della piega 3-D attorno alle superfici assiali e mediali combinando l'asimmetria della cerniera e del fianco su una griglia di vergenza. Tale griglia illustra la gamma di possibili configurazioni e dimostra che la convergenza dei lembi di piega e della linea di cerniera sono tipicamente le stesse (cioè Z su Z, ecc.) sui lembi superiori dei duomi e diventano opposte l'una all'altra (cioè Z su S, ecc.) sui fianchi della piega inferiore. Al contrario, i fianchi inferiori dei bacini sono contrassegnati da identiche pieghe del fianco e da una convergenza della linea di cerniera delle pieghe, che si inverte sul fianco superiore. Sia nell'impostazione a duomo

che in quella a bacino, il fianco superiore mostra tipicamente una tensione relativa inferiore (-ve), mentre i fianchi inferiori subiscono una tensione maggiore (+ve). Allo stesso modo, i segmenti lunghi della linea di cerniera tipicamente tendono maggiormente alla direzione di trasporto e mostrano una deformazione maggiore (+ ve), rispetto ai segmenti corti (-ve) della linea di cerniera. Pertanto, le griglie di vergenza consentono una rapida valutazione della vergenza 3-D e dei modelli di deformazione e sono quindi utili nel prevedere e localizzare le relazioni strutturali che possono essere incontrate in terreni scarsamente esposti o meno ben vincolati.

Le inversioni e le riduzioni delle obliquità sia planari che lineari attraverso le superfici mediali e assiali dividono efficacemente le pieghe a guaina in quadranti classificati. Le variazioni di deformazione attraverso le superfici mediali e le superfici assiali su larga scala determinano diversi gradi di deformazione delle strutture e le pieghe in ciascun dominio.

Il confronto tra le geometrie delle pieghe e delle strutture, il rivestimento e l'entità della rotazione consente quindi di prevedere con precisione la posizione sulle strutture principali. I parametri strutturali che mostrano variazioni angolari nel passaggio da una deformazione inferiore a una maggiore possono quindi essere misurati e calcolati attraverso le superfici assiali e le superfici mediali. La posizione sulla piega maggiore superiore (-ve) o inferiore (+ve) del fianco è seguita dalla posizione sui segmenti della linea cerniera corti (-ve) o lunghi (+ve).

I parametri possono quindi essere confrontati direttamente per ciascuno dei quattro quadranti, in modo tale che la relazione di deformazione più alta per ogni dato parametro sia classificata 1, mentre la deformazione relativa più bassa sia designata 4.

Le rotazioni maggiori (e quindi le deformazioni) del tessuto si sviluppano sui fianchi inferiori formando i segmenti di cerniera lunghi cioè +ve e +ve terminali della griglia di classificazione, mentre le deformazioni minori si osservano sui fianchi superiori formando segmenti di cerniera corti (scenario -ve e -ve). La variazione angolare maggiore tra gli andamenti delle cerniere di piega rivolte a nord e a sud e gli strike planari assiali si osserva nelle situazioni -ve e -ve, mentre la variazione minima si verifica negli scenari di deformazione più elevata (-ve e -ve). Pertanto, le griglie di classificazione forniscono un meccanismo statistico predittivo per determinare i modelli di deformazione relativi complessivi all'interno e tra i domini strutturali definiti dalle superfici mediali e assiali.

Le inversioni nel senso delle rotazioni sia planari assiali che a cerniera attraverso le superfici mediali e assiali dividono efficacemente le pieghe a guaina in quadranti rotanti antitetici e sintetici. All'interno delle impostazioni a duomo o a bacino, lo strike planare assiale della piega a Z mostrerà una rotazione

in senso orario verso la foliazione con tensione crescente, mentre i piani assiali della piega a S mostreranno rotazioni in senso antiorario. Il senso di rotazione delle cerniere di piega è governato dalla posizione sulle pieghe principali a guaina, in modo tale che le pieghe conservate in senso orario rispetto all'estensione delle lineazioni subiscano una rotazione (incompleta) in senso antiorario, mentre le cerniere in senso antiorario subiscano una rotazione in senso orario. L'interazione dei piani assiali Z e S accoppiati con cerniere di piega rotanti in senso orario e antiorario risulta quindi in combinazioni di rotazioni che possono essere nello stesso senso (sintetico) o opposte (antitetico) tra loro in diversi quadranti strutturali delle geometrie a duomo e a bacino. Con l'aumento della tensione sui fianchi superiori degli antiformi, le cerniere delle pieghe e le superfici assiali su entrambi i lati della superficie di culminazione mostrano costantemente sensi di rotazione antitetici, mentre si osservano rotazioni sintetiche sui fianchi delle pieghe inferiori. Con l'aumento della tensione sui fianchi superiori delle sinformi, le cerniere delle pieghe e le superfici assiali su entrambi i lati della superficie della depressione mostrano costantemente sensi sintetici di rotazione, mentre si osservano rotazioni antitetiche sui fianchi delle pieghe inferiori. Pertanto, le griglie di rotazione consentono di apprezzare e analizzare chiaramente in 3-D le relazioni distinte e diagnostiche tra i sensi variabili della rotazione assiale planare e della cerniera di piega (*Figura 26*).

Dome Geometry	**Culmination surface**	
	Anticlockwise hinge obliquity	Clockwise hinge obliquity
Upper limb Antithetic rotation **Antiformal axial plane**	**S Folds** Clockwise rotating hinge Anticlockwise rotating axial plane	**Z Folds** Anticlockwise rotating hinge Clockwise rotating axial plane
Lower limb Synthetic rotation	**Z Folds** Clockwise rotating hinge Clockwise rotating axial plane	**S Folds** Anticlockwise rotating hinge Anticlockwise rotating axial plane

Basin Geometry	**Depression surface**	
	Clockwise hinge obliquity	Anticlockwise hinge obliquity
Upper limb Synthetic rotation **Synformal axial plane**	**S Folds** Anticlockwise rotating hinge Anticlockwise rotating axial plane	**Z Folds** Clockwise rotating hinge Clockwise rotating axial plane
Lower limb Antithetic rotation	**Z Folds** Anticlockwise rotating hinge Clockwise rotating axial plane	**S Folds** Clockwise rotating hinge Anticlockwise rotating axial plane

FIGURA 26 - TABELLA RIASSUNTIVA DELLA GRIGLIA DI ROTAZIONE DEL TESSUTO ASSOCIATA AD UNA GEOMETRIA A DUOMO (ANTIFORME SULLA CULMINAZIONE) (IN ALTO) E DI UNA CONFIGURAZIONE A BACINO (SINFORME SULLA DEPRESSIONE) (IN BASSO). IN CIASCUN CASO, UNA ROTAZIONE INCOMPLETA IN SENSO ORARIO (RISPETTO ALL'ANDAMENTO LN) COMPORTERÀ LA CONSERVAZIONE DELLE OBLIQUITÀ ANTIORARIE E VICEVERSA. LA ROTAZIONE DI UN PIANO ASSIALE VIENE MISURATA ATTRAVERSO LE VARIAZIONI DELLO STRIKE ED È GOVERNATA DALLA GEOMETRIA DELLA PIEGA, MENTRE IL SENSO DI ROTAZIONE DELLE CERNIERE DELLA PIEGA DIPENDE DALLA DIREZIONE DI ORIENTAMENTO DELLA PIEGA E DALLA POSIZIONE RISPETTO ALLE SUPERFICI MEDIALI. LE CERNIERE DI PIEGA POSSONO QUINDI RUOTARE CON SFORZO CRESCENTE NELLO STESSO SENSO (SINTETICO) O OPPOSTO (ANTITETICO) RISPETTO AL PIANO ASSIALE ASSOCIATO A SECONDA DELL'IMPOSTAZIONE STRUTTURALE. (ALSOP G.I. E HOLDSWORTH R.E.– 2004)

Oltre a considerare il senso relativo di obliquità tra gli elementi del tessuto, possono essere esaminati anche gli importi assoluti di deviazione (indipendentemente dal senso) tra i parametri strutturali. Un tale approccio ha il vantaggio di consentire il confronto diretto delle variazioni totali nelle rotazioni delle strutture sia sulle superfici assiali che sulle superfici mediali, che altrimenti potrebbero mostrare obliquità opposte.

I fianchi attenuati (inferiori) delle pieghe a guaina sono contrassegnati dalla crescente rotazione delle strutture planari e lineari verso il piano di taglio e la direzione di trasporto, rispettivamente, e sono quindi non simmetrici rispetto alle superfici assiali. Le pieghe a buckling che originariamente tendevano nella direzione del taglio possono subire gravi modifiche durante il taglio progressivo con conseguenti fianchi delle pieghe inferiori altamente attenuati. Passando attraverso la superficie assiale da un fianco superiore a un fianco inferiore, sia le geometrie dominate da antiformi che sinformi mostrano un aumento sistematico e prevedibile della deformazione riflesso nei parametri topologici. Nel complesso, un gradiente di deformazione maggiore appare attraverso la superficie assiale nell'ambiente antiformale, forse riflettendo la geometria e l'orientamento delle pieghe originali a buckling sottoposte a taglio progressivo.

Pertanto, i pattern e le relazioni del tessuto attraverso le superfici assiali sia antiformali che sinformali indicano costantemente che i fianchi della piega superiore hanno subito una rotazione minima rispetto alle cerniere originali della piega a buckling con tendenza NNE. Tali schemi, se combinati con la direzione di chiusura della guaina, consentono di determinare il senso di taglio relativo.

I segmenti attenuati (lunghi) della linea di cerniera delle pieghe a guaina sono contrassegnati dalla crescente rotazione delle strutture planari e lineari verso il piano di taglio e la direzione di trasporto, rispettivamente, e sono quindi non simmetrici rispetto alle superfici mediali.

Le pieghe a guaina possono mostrare variazioni di deformazione associate alla convergenza della linea di cerniera della piega asimmetrica attraverso le superfici di culminazione/depressione. Passando attraverso la superficie mediale da una linea di cerniera corta a una linea di cerniera lunga, sia le impostazioni dominate dalla culminazione che dalla depressione mostrano un aumento sistematico e prevedibile della deformazione riflesso nei parametri topologici. Si noti che tali variazioni lungo le superfici mediali si sviluppano sia sui fianchi superiori che su quelli inferiori delle principali pieghe a guaina. Questo modello può riflettere la geometria originale e l'asimmetria delle linee di cerniera delle pieghe che definiscono la piega sinformale irregolare. La conservazione delle superfici mediali secondarie che hanno un andamento marginalmente antiorario rispetto alla culminazione maggiore può riflettere tensioni inferiori sul segmento settentrionale della linea di cerniera corta.

Le classiche sezioni ellittiche attraverso la punta delle pieghe della guaina possono essere asimmetriche sia sulla superficie assiale che sulla superficie mediale, determinando pieghe oculari a goccia. Quando le pieghe a guaina vengono visualizzate nel piano normale sia alla superficie assiale che alla superficie mediale, la pronunciata curvilinearità della cerniera è contrassegnata da anelli annidati a forma di occhio che rappresentano le sezioni trasversali attraverso le punte delle singole pieghe a guaina.

Laddove l'estensione della lineazione agisce come bisettrice rispetto all'angolo apicale della piega a guaina, allora tali modelli ellittici sono ampiamente simmetrici rispetto alla superficie mediale risultando nel classico modello della piega a occhio spesso considerato diagnostico della piegatura a guaina. Se le sezioni osservate sono oblique rispetto al piano Y-Z, è possibile creare ellissi apparentemente asimmetriche dal taglio obliquo variabile attraverso ciascun segmento della linea di cerniera di piega costantemente orientato.

Laddove la convergenza pronunciata della linea di cerniera di piega è associata a cerniere di piega non parallele su entrambi i lati di una superficie mediale, si sviluppano pieghe oculari a goccia asimmetriche annidate che sono attenuate a un'estremità e non ellittiche in sezione.

All'interno dello schema degli occhi annidati, il senso di migrazione dei centri degli occhi esterni rispetto agli anelli interni (o "pupille") è lungo la superficie assiale e verso la superficie maggiore di culminazione nelle pieghe a guaina a duomo, e verso la superficie della depressione maggiore in guaine bacinali. Pertanto, all'interno delle pieghe oculari a goccia che hanno subito un'attenuazione dello strato sia sulle superfici assiali che su quelle mediali, i centri degli occhi interni si trovano decentrati rispetto agli anelli esterni.

La mancanza di un centro comune accoppiata con un coerente senso di offset (all'interno del piano Y-Z) fornisce un mezzo per determinare i modelli di vergenza della linea di cerniera dell'arto della piega minore/della piega e la posizione delle superfici assiali e/o mediali principali.

Le lineazioni di intersezione tra la stratificazione e il clivaggio attraversano le pieghe minori che hanno andamento orario e antiorario di trasporto con obliquità relative coerenti, confermando così il senso di rotazione della cerniera e la polarità della piega rivolta nelle pieghe a guaina. L'angolo di transetto viene misurato tra l'andamento della cerniera di piega e la linea di intersezione tra la stratificazione e il clivaggio associato.

La linea di intersezione tra clivaggio e la stratificazione mostra anche la maggiore variazione angolare tra i segmenti lunghi e corti della linea di cerniera. In sintesi, la linea di intersezione dimostra sensi coerenti di transetto attraverso le cerniere di piega e quindi indica (e predice) il senso di rotazione di

piega all'interno di quel dominio. In assenza di criteri di invecchiamento, il senso della sezione della scollatura può quindi essere analizzato per determinare con sicurezza la direzione della rotazione della piega più o meno allo stesso modo in cui viene tipicamente impiegato il fold-facing.

Le pieghe M sviluppate lungo la superficie assiale delle pieghe a guaina ritraggono accuratamente le rotazioni delle strutture attraverso le superfici mediali, definendo così modelli di vergenza della linea di cerniera della piega asimmetrica. Negli scenari di deformazione più elevata, i fianchi ribaltati delle pieghe vengono ruotati subparallelamente alla linea di estensione e le obliquità angolari possono essere sempre più difficili da misurare. Inoltre, le pieghe a S e a Z cambiano posizione dai fianchi superiori a quelli inferiori attraverso le superfici assiali e anche passando attraverso le superfici mediali, complicando così i confronti della rotazione (*Figura 27*).

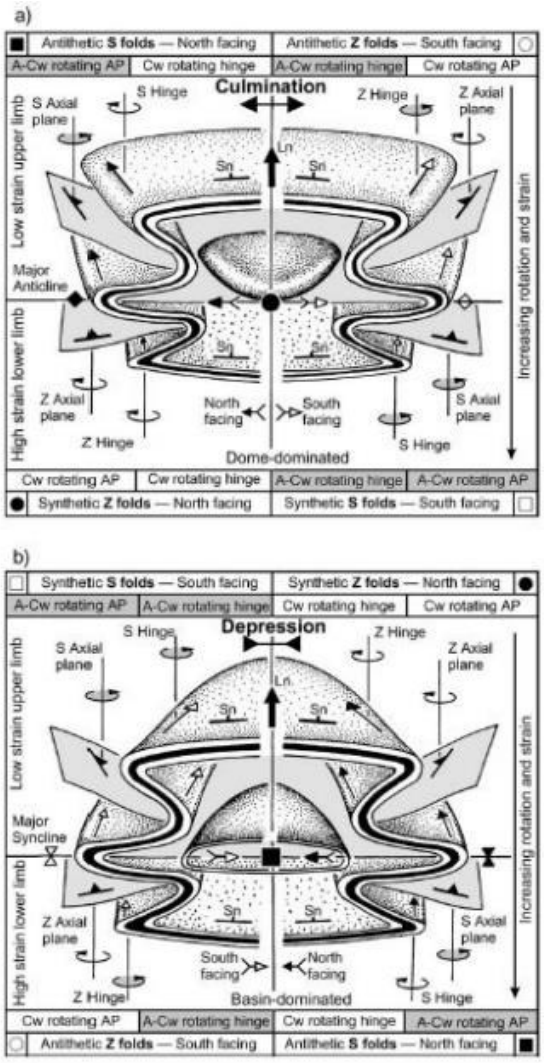


FIGURA 27 - FIGURA SCHEMATICA RIASSUNTIVA DELLE ROTAZIONI DELLE STRUTTURE ASSOCIATE A (A) UNA GEOMETRIA A CUPOLA (ANTIFORME SULLA CULMINAZIONE) E (B) UNA CONFIGURAZIONE A BACINO (SINFORME SULLA DEPRESSIONE). LE ROTAZIONI IN SENSO ANTIORARIO SONO EVIDENZIATE IN TONALITÀ GRIGIA. LE CERNIERE PIEGHEVOLI POSSONO QUINDI RUOTARE CON SFORZO CRESCENTE NELLO STESSO SENSO (SINTETICO) O OPPOSTO (ANTITETICO) RISPETTO AL PIANO ASSIALE ASSOCIATO A SECONDA DELL'IMPOSTAZIONE STRUTTURALE. (ALSOP G.I. E HOLDSWORTH R.E.– 2004)

Tuttavia, le pieghe M mantengono una posizione relativa “fissa” lungo le superfici assiali e sono chiaramente più adatte ai confronti diretti di deformazione e rotazione attraverso le superfici mediali. Passando attraverso la superficie mediale da una linea di cerniera corta a una linea di cerniera lunga, le pieghe in entrambe le impostazioni dominate dai duomi e dalle depressioni mostrano una variazione sistematica e prevedibile nei parametri strutturali. I segmenti corti della linea di cerniera subiscono meno rotazione e deformazione rispetto alle sezioni lunghe della stessa. Pertanto, l'analisi delle geometrie delle pieghe M emergenti fornisce preziose informazioni sulla geometria delle linee di cerniera curvilinee associate alla vergenza della linea di cerniera di piega asimmetrica e quindi fornisce un mezzo per determinare in modo coerente e accurato la deformazione sulle superfici mediali.

Si è scoperto che gli angoli apicali delle pieghe a guaina si riducono sistematicamente dai fianchi superiori a quelli inferiori attraverso la superficie assiale, e anche dalla linea di cerniera corta ai segmenti di linea di cerniera lunghi attorno alle superfici mediali delle pieghe della guaina. L'angolo apicale di una piega a guaina è l'angolo acuto tra le sezioni di una linea di cerniera curvilinea che hanno subito un senso di rotazione opposto, e quindi mostrano un'inversione nella polarità del rivestimento sulla superficie assiale (X-Y). Gli angoli apicali si riducono sistematicamente attraverso le superfici assiali delle principali pieghe a guaina, con i fianchi superiori caratterizzati dagli angoli apicali più grandi che subiscono una progressiva riduzione fino al fianco della piega inferiore dove l'angolo apicale è simmetricamente diviso in due dalla superficie mediale (*Figura 28*).

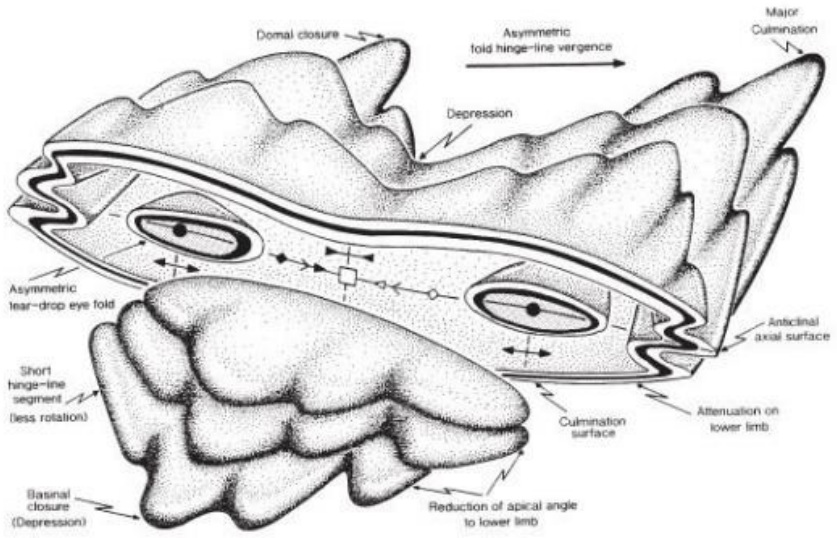


FIGURA 28 – FIGURA TRIDIMENSIONALE SCHEMATICO CHE ILLUSTRA LA CONVERGENZA DELLA LINEA DI CERNIERA DELLA PIEGA ASIMMETRICA E LA CRESCENTE DEFORMAZIONE VERSO UNA CULMINAZIONE PRINCIPALE SULLA DESTRA DELLA FIGURA. L'AUMENTO DELLA DEFORMAZIONE DETERMINA ANCHE UN'ATTENUAZIONE PRONUNCIATA SUL FIANCO DELLA PIEGA INFERIORE E UNA RIDUZIONE DELL'ANGOLO APICALE DELLA PIEGA A GUAINA DALLE PIEGHE A LINGUA SUL FIANCO SUPERIORE ALLE PIEGHE TUBOLARI DEL FIANCO INFERIORE. (ALSOP G.I. E HOLDSWORTH R.E.– 2004)

Variazioni estreme nella curvilinearità e negli angoli apicali delle linee di cerniera delle pieghe si osservano all'interno di diverse posizioni strutturali delle principali guaine individuali. Anche gli angoli apicali variano sistematicamente su entrambi i margini delle principali superfici mediali. Nelle pieghe a guaina caratterizzate da una pronunciata vergenza della linea di cerniera, i lunghi segmenti della linea di cerniera sono preferenzialmente ruotati in sub-parallelismo con l'estensione della lineazione che quindi divide in due asimmetricamente l'angolo apicale. Gli angoli apicali possono quindi essere divisi in due simmetricamente o asimmetricamente dall'estensione delle lineazioni a seconda del grado di vergenza della linea di cerniera delle pieghe sulle principali superfici mediali. Pertanto, il senso in cui l'angolo apicale è diviso in due asimmetricamente dalla superficie mediale parallela al trasporto dipende dal senso di rotazione della linea di cerniera lunga, mentre l'entità dell'angolo apicale diminuirà (con l'aumento della deformazione) attraverso le superfici assiali dalla parte superiore ai fianchi inferiori e anche attraverso le superfici mediali dalla linea di cerniera corta ai segmenti di linea di cerniera lunghi delle pieghe a guaina (*Figura 29*).

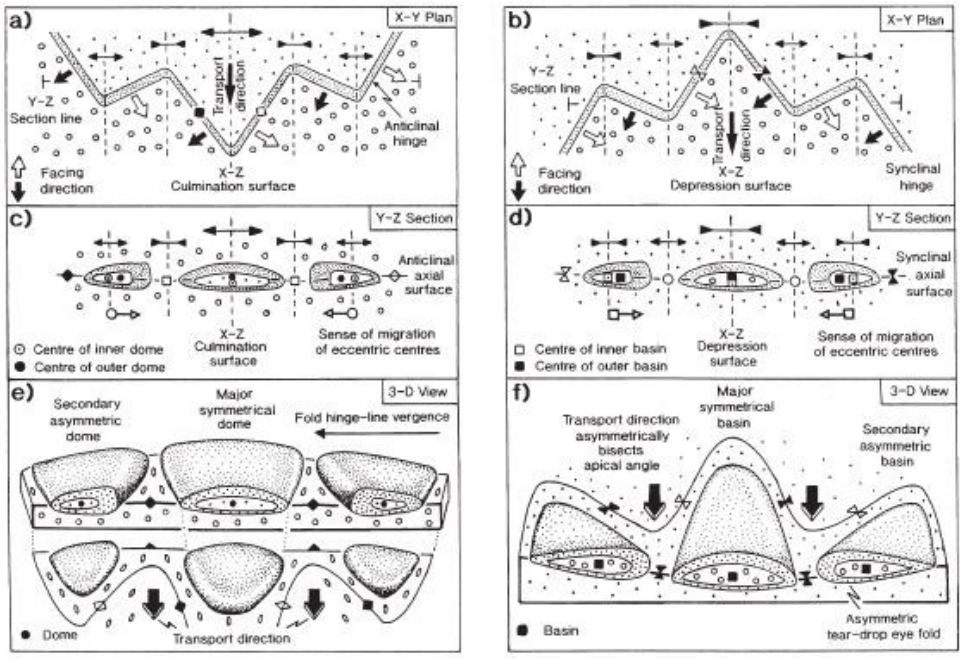


FIGURA 29 - VISTE IN PIANTA (SEZIONI X-Y) LUNGO LA CONVERGENZA DELLA LINEA DI CERNIERA DELLA PIEGA ASIMMETRICA CHE FORMA UNA CULMINAZIONE PRINCIPALE (A) E UNA DEPRESSIONE (B). L'UNITÀ STRETTAMENTE PUNTEGGIATA RAPPRESENTA LO SPESSORE DELLA SUPERFICIE ASSIALE DI UN LETTO DELIMITATO SU CIASCUN LATO DA LINEE DI CERNIERA ADIACENTI. LE SEZIONI Y-Z ATTRAVERSO CUPOLE (C) E BACINI (D) ILLUSTRANO LA MIGRAZIONE RELATIVA DEI CENTRI ECCENTRICI DELLE PIEGHE OCULARI A GOCCIA VERSO LE SUPERFICI PRINCIPALI DI CULMINAZIONE E DEPRESSIONE, RISPETTIVAMENTE. IN ENTRAMBI I CASI, IL CENTRO DELL'ANELLO ESTERNO È MIGRATO RISPETTO ALL'ANELLO INTERNO E VERSO LA SUPERFICIE DI CULMINAZIONE MAGGIORE (C) E DI DEPRESSIONE ASSOCIATA (D). LA VERGENZA NEUTRA DELLA LINEA CERNIERA SIA NELLE CUPOLE CHE NEI BACINI È SEGNATA DALLA MIGRAZIONE DEI CENTRI ECCENTRICI VERSO IL LEMBO DELLA PIEGA PIÙ SPESSO. LE FIGURE TRIDIMENSIONALI ILLUSTRANO L'ASIMMETRIA COMPLESSIVA DELLE CUPOLE (E) E DEI BACINI (F) GENERATA DA QUANTITÀ VARIABILI DI ROTAZIONE ASSOCIATE ALLA VERGENZA DELLA LINEA DI CERNIERA DELLE PIEGHE. (ALSOP G.I. E HOLDSWORTH R.E.– 2004)

Nel caso di studio, è stata riconosciuta una piega a guaina che coinvolge gran parte dell'area, formata da uno livello esterno di Calcari nummulitici appartenenti alla formazione di Caprauna e all'interno le numerose litologie che hanno preceduto temporalmente tale formazione. In particolare, si può ipotizzare che questa piega si sia formata a temperature medie che hanno favorito un indebolimento reologico dell'intera area, il quale molto probabilmente è dovuto alla presenza di spessori importanti di calcescisti che hanno agito da lubrificante durante la deformazione, per via della loro natura molto duttile, incorporando spessori meno importanti di altre litologie a comportamento più rigido quali i Calcari della Val Tanarello e le Dolomie di San Pietro dei Monti. In particolare, la piega riscontrata in quest'area può essere classificata nella tipologia delle pieghe con una configurazione a duomo.

ASSETTO STRUTTURALE

CARTA GEOLOGICA

La carta geologica (*Figura 30*) (per maggiori dettagli, vedere ALLEGATO N.2 – LEGENDA e ALLEGATO N.3 – CARTA GEOLOGICA) che si è ottenuta come risultato finale della tesi si distingue per la sua disomogeneità; infatti, osservandola si possono notare molti dettagli particolari e individuare anche spunti di riflessione. Abbiamo già detto numerose volte in questo elaborato che una delle caratteristiche principali dell'area è la presenza di una faglia di sovrascorrimento che divide a metà l'area di studio separando a sud-est il corpo geologico del Monte Armetta e a nord quello dalla vallata principale. Questa faglia, pur non essendo visibile sul terreno, è facilmente intuibile tramite le evidenze geologiche riscontrate e rappresentate nella carta. Nella zona a nord e nella zona a ovest di questa faglia le litologie prevalenti sono i Porfiroidi del Melogno, le Quarziti di Ponte di Nava e le Dolomie di San Pietro dei Monti. Inoltre, si può osservare come queste litologie vadano a formare una piega dalla loro ripetizione inversa. Invece nella zona a sud e a est della faglia, non sono più visibili i porfiroidi del Melogno, ma si può osservare una situazione molto più complessa per via delle numerose faglie e pieghe presenti nell'area. Le litologie prevalenti sono le Dolomie di San Pietro dei Monti, i Calcari della Val Tanarello e la Formazione di Caprauna. In quest'area sono riscontrabili numerose pieghe sia sinclinali che anticlinali parassite della più importante piega a guaina. Invece a Est, ricompaiono le Quarziti di Ponte di Nava e si può osservare una piega che sovrascorre la zona meridionale costituita dalla formazione di Caprauna, la quale a sua volta è stata soggetta a numerose deformazioni che ne hanno causato la piegatura.

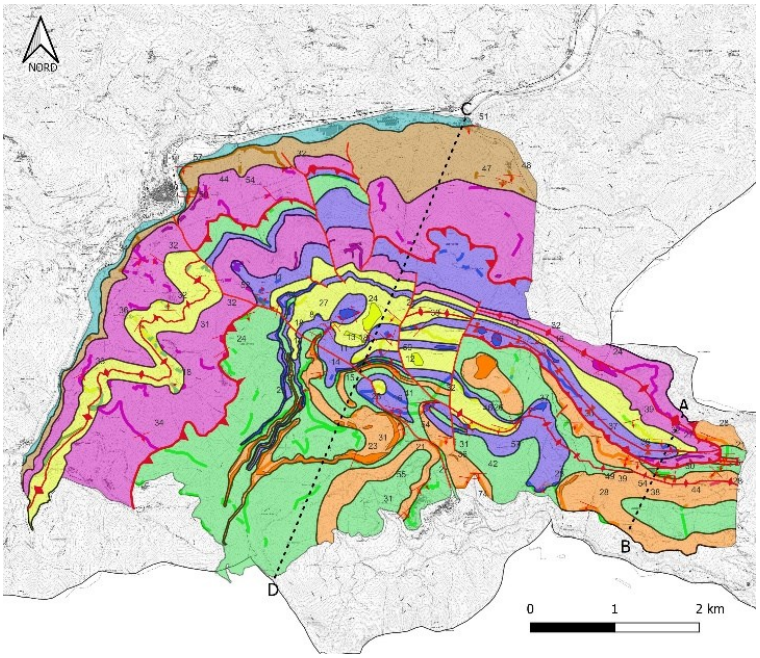


FIGURA 30 - CARTA GEOLOGICA. PER MAGGIORI DETTAGLI, CONSULTARE GLI ALLEGATI.

SEZIONI GEOLOGICHE

Per l'area studiata sono state sviluppate due sezioni geologiche: Sez. AB (*Figura 31*) e Sez CD (*Figura 32*) (per dettagli ALLEGATO N.2 – LEGENDA, ALLEGATO N.3 – CARTA GEOLOGICA e ALLEGATO N.4 – SEZIONI GEOLOGICHE) ovvero delle rappresentazioni grafiche bidimensionali dell'assetto geologico. In essa sono rappresentati:

1) il profilo topografico del territorio;

2) le unità litostratigrafiche e il loro andamento nel sottosuolo;

3) gli elementi strutturali (fratture, faglie, cerniere di pieghe, ecc.).

La sezione geologica quindi ci permette di interpretare la geologia presente in superficie lungo un piano.

Di seguito vengono riportate le descrizioni e le interpretazioni delle sezioni geologiche; è bene ricordare che, all'aumentare della profondità rispetto alla superficie topografica, il grado di incertezza aumenta, ne consegue che le strutture e le litologie osservate in superficie potrebbero non corrispondere a strutture e litologie profonde.

SEZIONE GEOLOGICA AB

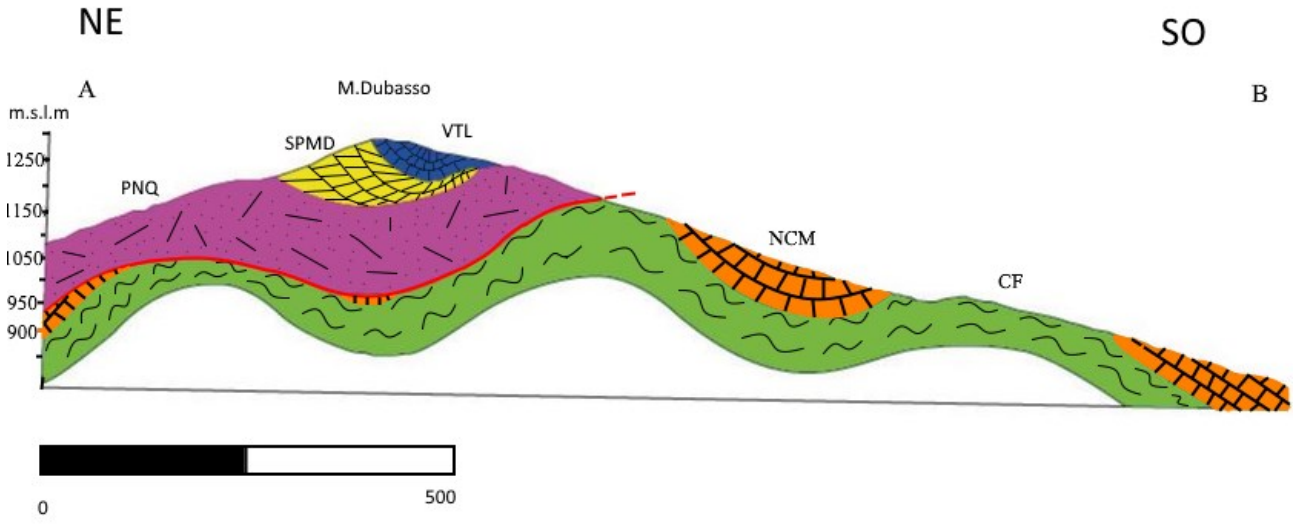


FIGURA 31 – SEZIONE AB DELL'AREA NELLE VICINANZE DEL MONTE DUBASSO

Si trova nella parte orientale della carta vicino al Monte Dubasso. Fatta eccezione per i Porfiroidi del Melogno questa sezione attraversa tutte le litologie dell'unità di Armetta-Caprauna, ossia le Dolomie di San Pietro dei Monti, le Quarziti di Ponte di Nava, i Calcari della Val Tanarello e la Formazione di Caprauna.

Partendo dal punto A, si trovano gli affioramenti di quarziti fino al passaggio agli affioramenti di dolomie e di calcare. Grazie alle giaciture prese, si è potuto dedurre che queste tre formazioni formano una sinclinale nella prima parte per poi formare un piccolo fianco di un'anticlinale; infatti, si può osservare il ritorno delle quarziti. Successivamente si è visto il passaggio alla formazione di Caprauna, permettendo l'identificazione di una faglia di sovrascorrimento data dal fatto che la formazione di Caprauna non è in contatto stratigrafico con le quarziti. Come si può vedere nella sezione, la formazione di Caprauna è piegata a formare una serie di sinclinali e anticlinali.

SEZIONE GEOLOGICA CD

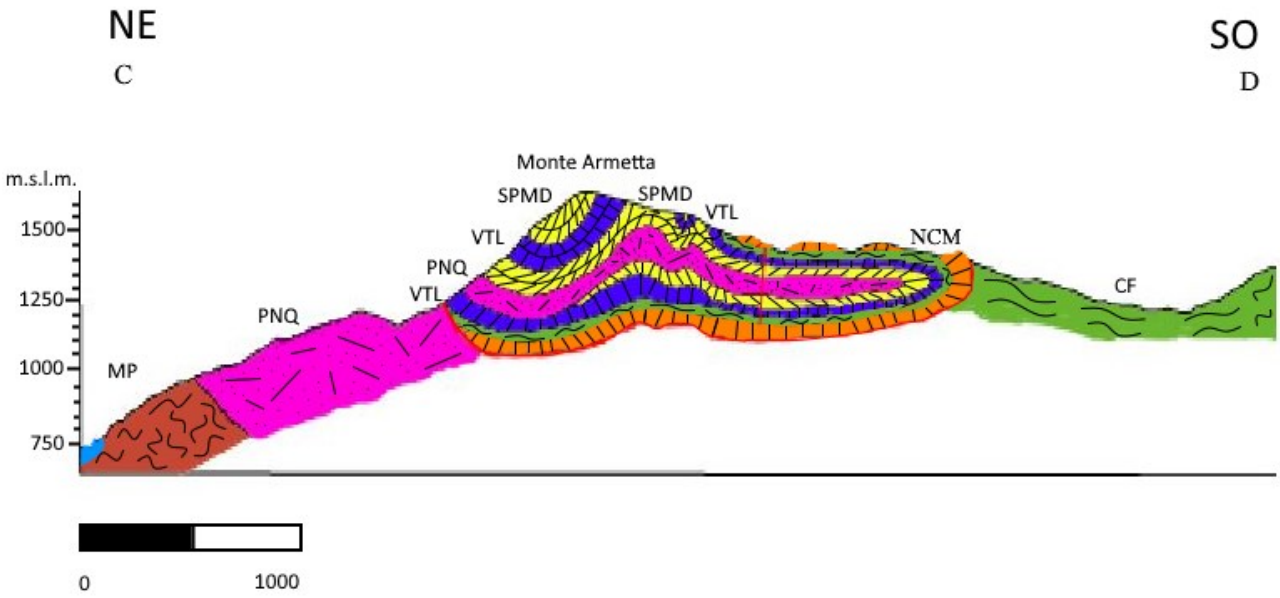


FIGURA 32 - SEZIONE CD DELL'AREA NEI PRESSI DEL MONTE ARMETTA

Si trova nella parte orientale della carta in prossimità del Monte Armetta. Questa sezione attraversa tutte le litologie dell'unità.

Partendo dal punto C, si iniziano a trovare i porfiroidi del basamento, per poi passare alle quarziti. Successivamente si trova la faglia di sovrascorrimento principale. Subito dopo la faglia, si inizia a trovare calcari della val Tanarello, quarziti, dolomie, di nuovo i calcari della Val Tanarello. Ciò sta ad indicare la presenza di una piega coricata di cui le quarziti ne costituiscono il nucleo. Successivamente si può individuare un'alternanza tra i Calcare della val Tanarello e le Dolomie di San Pietro dei Monti, per poi passare alla formazione di Caprauna, prima con i calcescisti e poi con il calcare nummulitico.

Grazie anche alle aree vicine e alle giaciture raccolte si è potuto presupporre la presenza di una grossa piega a guaina con il calcare nummulitico che ne rappresenta la parte più esterna.

PROIEZIONI STEREOGRAFICHE DI DATI STRUTTURALI

Le proiezioni stereografiche svolgono la funzione di risolvere problemi tridimensionali di geometria usando elaborazioni in due dimensioni. In geologia si può studiare l'orientazione di uno strato, di una frattura, di una faglia, immaginando il passaggio di tale piano per il centro di una sfera di proiezione. Il polo del piano invece è dato dal punto dove si incontrano la linea ortogonale al piano e la sfera. Questo polo del piano sulla sfera di proiezione presenterà un valore sia in latitudine che in longitudine. Maggiore sarà il numero di giaciture prese, maggiore sarà la quantità dei dati e quindi anche l'accuratezza del risultato. Quando sul campo si raccolgono le giaciture, solitamente vengono misurati elementi lineari; questi elementi si misurano tramite la bussola misurando la direzione di immersione e la sua inclinazione. L'immersione è data dall'angolo che c'è tra il piano verticale che contiene la linea e il Nord, si misura in senso orario e il suo valore è compreso tra 0° a 360°. L'inclinazione invece è l'angolo che la linea fa rispetto all'orizzontale e varia tra 0° (strato orizzontale) e 90° (strato verticale).

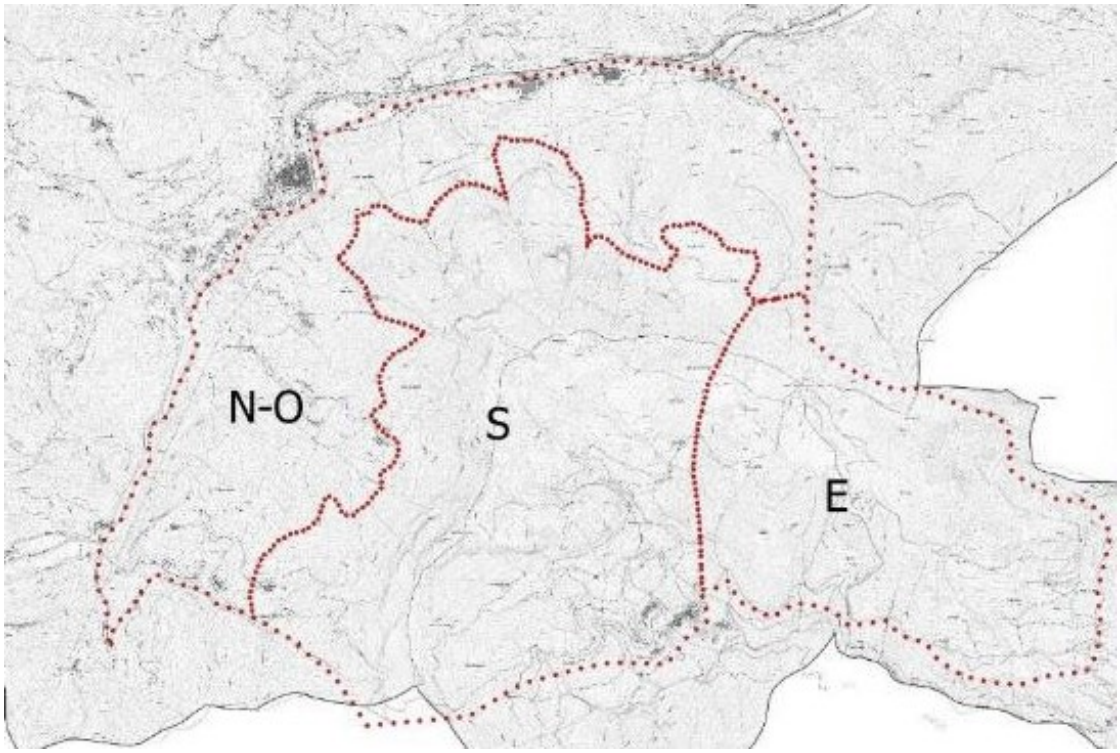
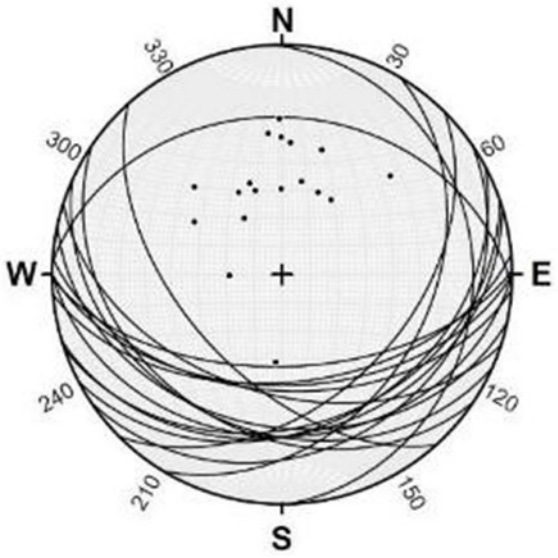
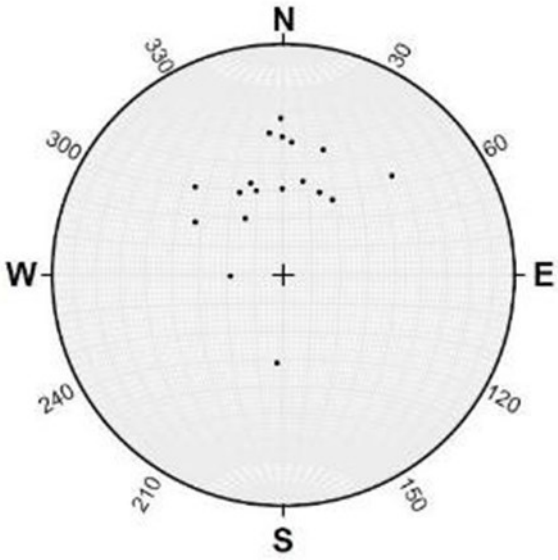
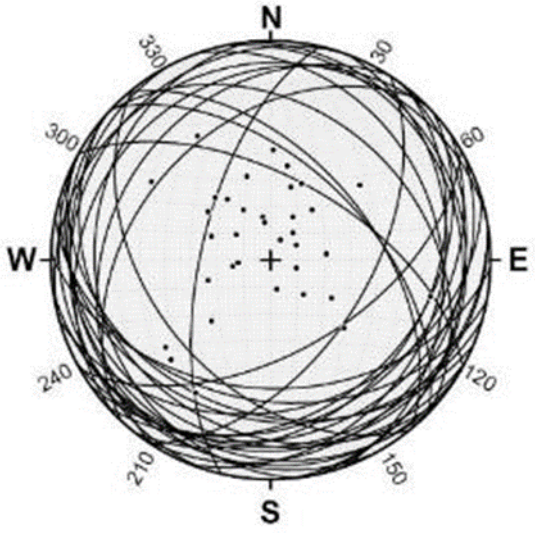


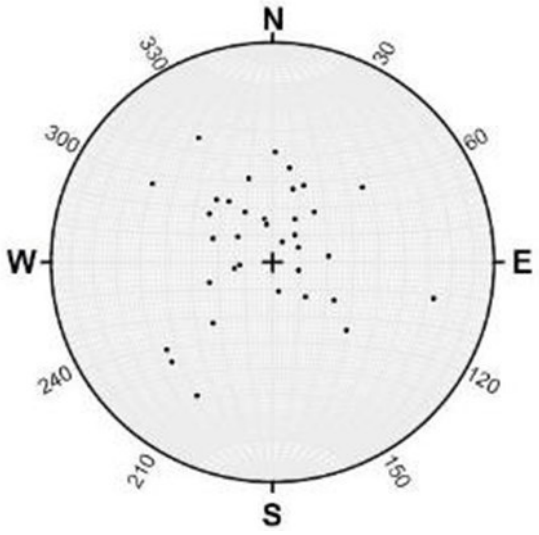
FIGURA 33 – SETTORI IN CUI È STATA DIVISA L'AREA

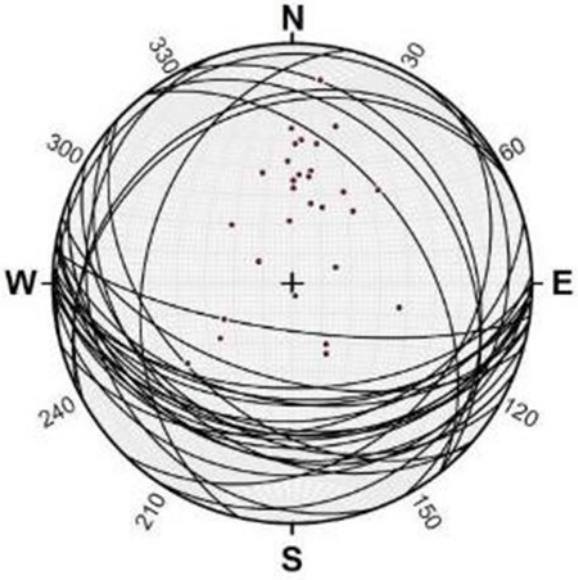
Per il lavoro di questa tesi l'area di studio è stata divisa in tre macrosettori N-O, S, W, utilizzando come base di suddivisione del territorio la faglia di sovrascorrimento e una faglia trasversale (*Figura 33*). Sono state eseguite quattro proiezioni stereografiche dei piani di scistosità (S1) su cui sono trasposti i piani di stratificazione (S0). Le misure sono divise per ognuno di questi settori e infine è presentato uno stereonet complessivo di tutti i dati raccolti sul terreno. I risultati ottenuti sono rappresentati nelle immagini seguenti (*Figura 34*).

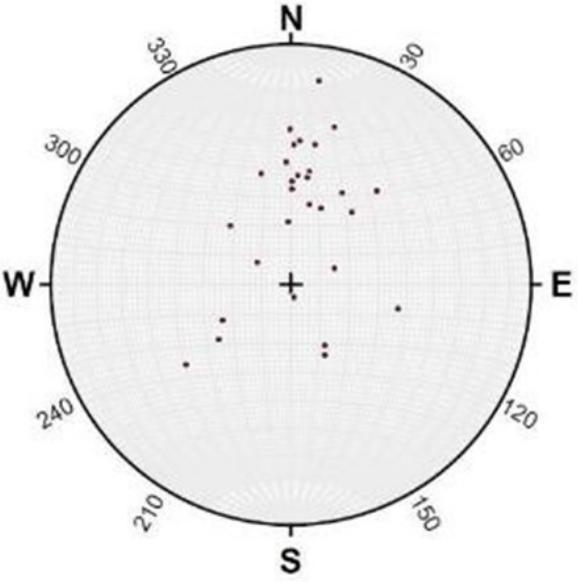

N
30
60
E
120
150
S
210
240
W
300
330


N
30
60
E
120
150
S
210
240
W
300
330


N
30
60
E
120
150
S
210
240
W
300
330


N
30
60
E
120
150
S
210
240
W
300
330


N
30
60
E
120
150
S
210
240
W
300
330


N
30
60
E
120
150
S
210
240
W
300
330

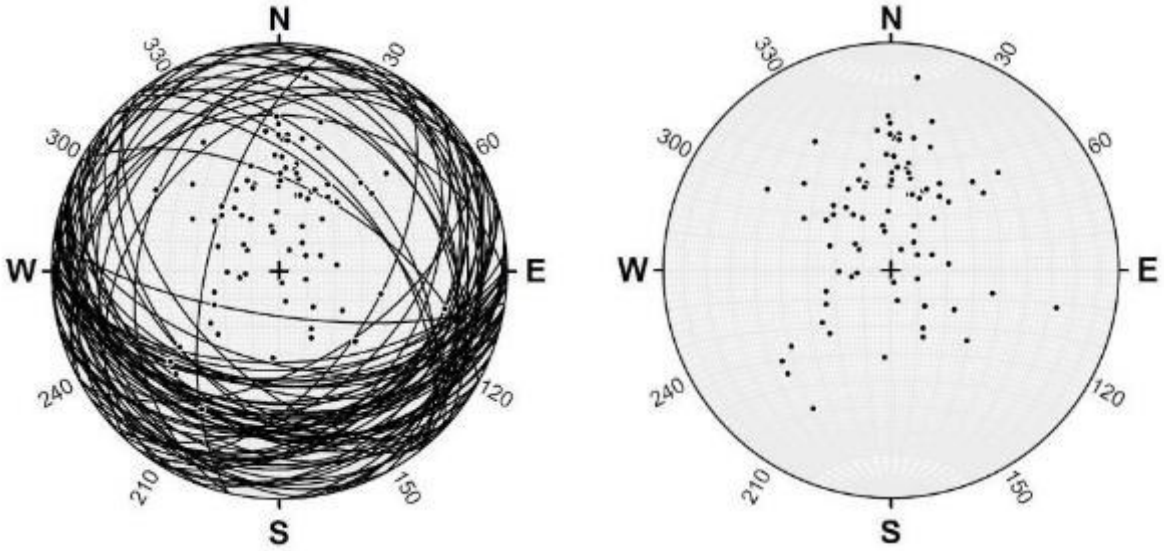


FIGURA 34 - STEREONET RAPPRESENTANTI LE GIACITURE DEI PIANI DI SCISTOSITÀ. IN ALTO, GLI STEREONET CON LE 18 MISURE PRESE NEL SETTORE N-O; SUCCESSIVAMENTE GLI STEREONET CON LE 35 MISURE DEL SETTORE S; IN SEGUITO, GLI STEREONET CON LE 30 MISURE DEL SETTORE W E INFINE, IN BASSO, GLI STEREONET CON LE 83 MISURE COMPLESSIVE. A SINISTRA, GLI STEREONET RAFFIGURANTI SIA I PIANI DEGLI STRATI CHE I POLI, A DESTRA, QUELLI RAFFIGURANTI SOLO I POLI.

Le immagini precedenti mostrano che per il settore N-O prevalgono delle giaciture verso sud con poche eccezioni, per il settore S, invece, aumentano le giaciture che indicano un'immersione verso nord per via delle numerose pieghe caratterizzanti quest'area, mentre per il settore E, pur prevalendo le giaciture verso sud, rimangono comunque alcuni strati immersi verso nord. Andando a guardare tutte le giaciture insieme, si vede come predomina l'immersione verso Sud con una parte cospicua di giaciture che immergono anche a nord, rappresentando il set di pieghe che interessa l'intera area.
Tutte queste informazioni sono risultate coerenti con le conoscenze pregresse sull'assetto strutturale di quest'area.

POSSIBILE EVOLUZIONE DELL'AREA IN ESAME

La storia geologica dell'area di studio risulta essere molto complessa anche per via della sua lunghissima storia iniziata con l'orogenesi varisica (Carbonifero) e continuata fino a dopo l'orogenesi alpina (Cenozoico).

Le Alpi Liguri fanno parte della lunga catena alpina italiana e sono uno dei luoghi più adatti per vedere una sezione completa di un margine passivo mesozoico. Inoltre, il record geologico conservato rappresenta due diverse fasi orogeniche: il tardo Varisico e l'Alpino, che registrano un ciclo di Wilson completo.

La posizione delle unità tettoniche nella geografia alpina odierna riflette la loro originaria pertinenza geografica pre-collisionale, così l'analisi tettonica della loro posizione all'interno della catena, assieme all'analisi di facies permette di distinguere i vari domini alpini. Studiando il comportamento paleogeografico di queste regioni, è possibile spiegare le fasi evolutive delle Alpi dallo stadio di rift mesozoico allo stadio di collisione cenozoico.

Le Alpi Liguri si sono formate tramite l'orogenesi alpina e sono costituite da una serie di nappe si vedono, dall'alto verso il basso, le unità tettoniche Piemontese-Ligure, Pre-piemontese e Brianzonese, tutte sovrapposte al dominio Delfinese.

(1) Avendo avuto uno scarso coinvolgimento nell'orogenesi alpina, il Dominio Provenzale, attualmente ben conservato, si trova più a ovest e rappresenta le regioni più esterne della catena montuosa. È interpretato come originato dal margine passivo di Tetide rispetto al processo di rifting del continente europeo prossimale.

(2) Il Dominio Brianzonese è costituito da un basamento e da una copertura vulcanica e sedimentaria. Presenta uno hiatus sedimentario davvero notevole a partire dal Triassico tardo-medio fino al Giurassico medio-iniziale. Mostra una storia differente rispetto al margine passivo europeo (Delfinese), al margine adriatico (Austroalpino e Sudalpino) e ai domini oceanici del bacino tetico (Piemontese-Ligure). In questi ultimi, infatti, il divario sedimentario è meno pronunciato e si conserva una successione quasi completa. Il Brianzonese è stato interpretato come un dominio posto tra la parte prossimale e quella distale del margine passivo europeo dell'oceano della Tetide.

(3) In prossimità della parte orientale del Brianzonese si trova il Dominio Pre-piemontese, che, insieme al Brianzonese, costituisce il margine distale della Tetide nelle Alpi. Partendo dal basamento, andando verso l'alto stratigrafico mostra una successione sedimentaria completa dal Triassico medio al Cretaceo. Viene descritto come la parte transizionale verso le unità

ofiolitiche (ovvero i resti del vecchio basamento oceanico) e si differenzia completamente dal Brianzonese a partire dal tardo Triassico.

(4) Il dominio Piemontese-Ligure è formato da falde ofiolitiche post-Giurassico medio, che rappresentano la parte rimanente del basamento marino non interessato dalla subduzione e la sua copertura deposizionale. Inoltre, ci sono falde di flysch ad Elmintoidi, che rappresentano parte del flysch carbonatico depositato nell'oceano della Tetide durante il Tardo Cretaceo e che sono state esposte staccate dal basamento crostale marino.

L'attuale struttura delle Alpi Liguri è data dai movimenti delle tre placche principali (Africa, Adria ed Europa) e di diversi bacini oceanici interposti.

Durante il Cretacico, la convergenza SE-NW tra la placca europea e quella adriatica causò la subduzione dell'Oceano Ligure-Piemontese da sud-est verso sud. Gran parte dei settori del dominio oceanico piemontese-ligure e del margine continentale europeo furono trascinati nella subduzione tra le placche Adria ed Europea. I dati geocronologici e metamorfici delle Alpi occidentali indicano che il metamorfismo di alta pressione era massimo nel dominio oceanico (SE) e si è diffuso verso il basamento europeo (NW) fino a circa 35 Ma fa. Questo spostamento verso l'interno della zona di subduzione è facilmente rilevabile nelle Alpi Liguri: infatti, negli strati deposti tra 49 e 40 Ma fa, le unità oceaniche mostrano un metamorfismo in facies eclogite-scisti blu. Le unità del Brianzonese interno (Pamparato-Murialdo, Mallare e Ormea media) sono state coinvolte nella subduzione più tardi rispetto alle rocce oceaniche come indicano i depositi sin-orogenici depositati durante il Luteziano (48-40 Ma fa). Il Brianzonese esterno (Unità di Monte Carmo e Ormea esterna) e le unità prepiemontesi (Case Tuberto, Arnasco Castelbianco, Monte Sotta) presentano un metamorfismo di basso grado (facies degli scisti verdi), suggerendo che questi due domini non sono stati coinvolti nella subduzione.

L'inizio del metamorfismo corrisponde alla risalita verso NW di parte del cuneo accrezionale oceanico e con la deposizione di sedimenti sin-orogenici nei bacini sviluppati sull'avampaese.

Circa 35 Ma fa, le Alpi occidentali diventano una zona di collisione frontale tra la porzione frontale di Adria e il margine europeo a causa del cambiamento del movimento della placca Adria da NW a WNW. Questa nuova fase metamorfica nelle Alpi Liguri, dovuta alle diverse direzioni di spinta, è registrata da rocce risalenti a circa 27 Ma fa. Successivamente si verifica il rifting dell'oceano ligure-provenzale. Questo rifting, che si aprì a ovest delle Alpi Liguri circa 30 Ma fa, è associato all'evoluzione delle Alpi Liguri durante il Miocene. Durante il Miocene l'apertura del bacino ligure-provenzale e la successiva deriva del blocco Corsica-Sardegna hanno causato una rotazione antioraria di 50° delle Alpi Liguri portando a ulteriori deformazioni strutturali nella regione.

In tutto questo le due unità tettoniche presenti nell'area di studio (Ormea e Armetta-Caprauna) facendo parte del Dominio Brianzonese, quindi trovandosi sul margine prossimale del continente europeo, hanno subito una storia piuttosto travagliata.

Alla base di queste unità si trova un basamento cristallino influenzato da uno o più eventi orogenetici; questo basamento ha un'età del pre-carbonifero superiore e si può trovare in due situazioni tettoniche differenti: come substrato stratigrafico oppure come masse alloctone. Successivamente (come descritto sulla guida geologica regionale delle Alpi Liguri della Società Geologica Italiana) tra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore, dopo la fase sudetica dell'orogenesi Ercinica, si hanno in successione:

1) deposizione di sedimenti arcosici nelle depressioni;
2) generazione di faglie e formazione di fosse intracontinentali assieme all'iniziale presenza delle ignimbriti riolitiche;
3) tra 296-286 Ma fa, si è osservato il proseguimento della subsidenza delle fosse, che vengono colmate da conglomerati e altri sedimenti, a cui si frappongono ignimbriti e piroclasti, In quel periodo nelle unità più interne iniziano a depositarsi sedimenti continentali fini e lave;
4) nel Permiano inferiore, 286-252 Ma fa, viene estrusa un'importante successione ignimbritica che si estende progressivamente verso i settori interni, dove si depositano rioliti;
5) nel Permiano superiore, a circa 250 Ma fa, nuove faglie abbassarono i settori intermedio ed esterno e favorirono la conservazione delle rioliti permiane non presenti nel settore interno.

Sempre basandosi su quanto riportato dalla Guida Geologica Regionale delle Alpi Ligure tra il Carbonifero superiore e il Permiano superiore si è depositata una grande quantità di sedimenti derivati da formazioni vulcaniche (Porfiroidi del Melogno) e da formazioni. Nel Triassico inferiore si verifica il fenomeno dell'ingressione marina con la formazione di quarziti (Quarziti di Ponte di Nava); successivamente, nel Triassico inferiore si osserva un ambiente lagunare a calcari e dolomie (Dolomie di San Pietro dei Monti). Nel Triassico superiore cessa la subsidenza e l'ambiente diventa completamente emerso nel Giurassico inferiore. Seppure il Dominio Brianzonese in questo periodo risulti totalmente emerso, il sollevamento, che si è verificato, molto probabilmente, con faglie a gradinata, non è omogeneo, ma risulta essere maggiore nei settori esterni vicini al margine continentale paleoeuropeo. Questa differenziazione comporta che, nei settori interni, i calcari del Giurassico superiore ricoprono direttamente i terreni permiani, mentre nei settori esterni non c'è erosione delle dolomie (*Figura 35*).

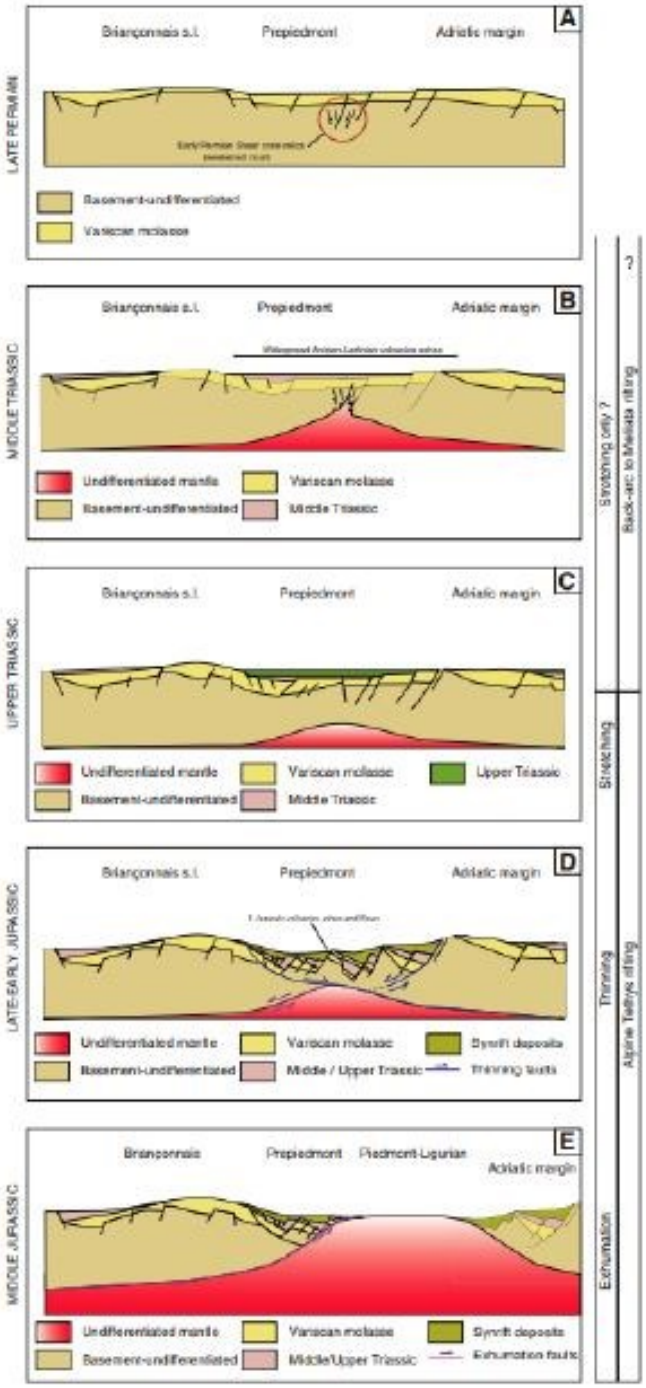


FIGURA 35 – EVOLUZIONE DELLA TETIDE TRA IL TARDO PERMIANO E IL GIURASSICO MEDIO. **(***DECARLIS ET AL. - 2013)*

Tra il Giurassico medio e quello superiore grazie all'estensione dell'oceano ligure-piemontese si ha una sommersione delle terre emerse che provoca la sedimentazione di una successione calcarea (Calcari di Val Tanarello). Questa sedimentazione ha una breve pausa tra la fine del Giurassico e il Cretaceo inferiore data dalla presenza di Hard ground; successivamente nel cretaceo superiore e fino all'Eocene medio continua a esserci sedimentazione marina con la deposizione della Formazione di Caprauna, per terminare definitivamente nel Priaboniano (*Figura 36*).

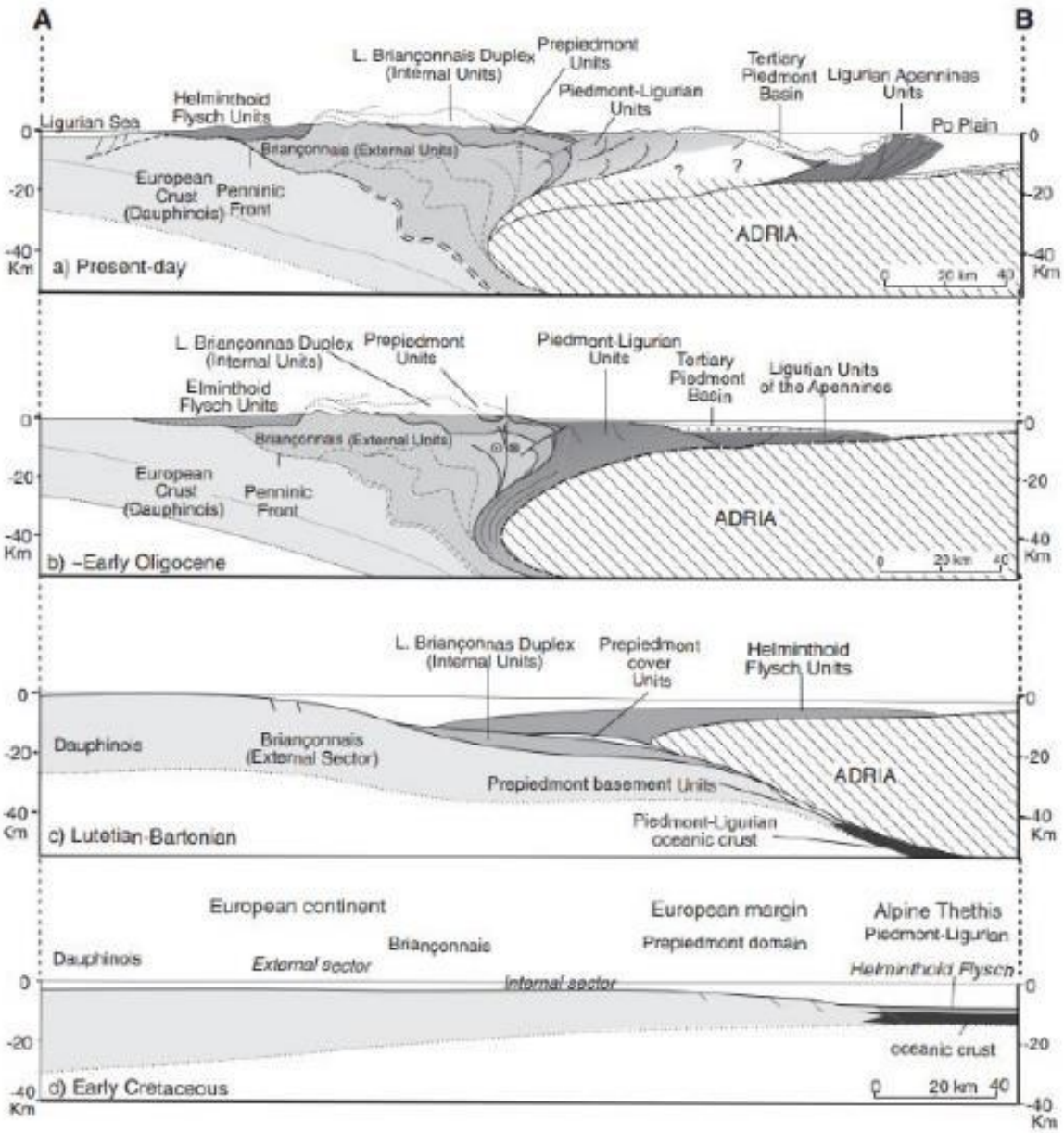


FIGURA 36 – EVOLUZIONE DELLA CATENA LIGURE DAL TARDO CRETACICO AL TARDO PRIABONIANO. (BONINI ET AL. - 2010)

CONCLUSIONI

L’obiettivo di questa tesi era quello di analizzare e interpretare l’assetto stratigrafico e strutturale di una porzione dell’entroterra ligure-piemontese e infine produrre una carta geologica. Tale scopo è stato perseguito attraverso il rilevamento geologico, le misure strutturali e lo studio delle successioni brianzonesi presenti nell’area. Data questa base di partenza, tramite un lavoro durato circa un anno sono stati raggiunti gli obiettivi prefissati ossia:

1) effettuare un'accurata indagine sul campo e acquisire un gran numero di dati relativi a un'area designata di circa 30 km²;

2) produrre una carta geologica dell'area, evidenziando le litologie esposte e le strutture tettoniche, attraverso i dati raccolti durante il rilievo;

3) costruire sezioni geologiche interpretative dell’area, dove vengono messe in evidenza le strutture tettoniche presenti;

4) Preparare delle proiezioni stereografiche per mostrare e studiare l'andamento generale delle formazioni geologiche presenti nell'area;

5) lo studio, analisi e classificazione della successione brianzonese della Formazione di Caprauna-Armetta, situata ad est di Ormea;

6) indagine e raccolta dati per assistere i ricercatori del Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente dell'Università di Pavia nell'ambito della preparazione del Foglio CARG 244-"Ormea".

Questa tesi è stata sviluppata nel corso di un anno di lavoro sia bibliografico che in situ. Inizialmente sono state raccolte numerose informazioni sull’area di studio tramite articoli e libri di testo forniti dal relatore. Successivamente sono state svolte cinque campagne in cui sono state rilevate le successioni stratigrafiche dell’unità Caprauna-Armetta per arrivare alla fine alla stesura di una carta al 10.000 raffigurante l’intera area di studio. Durante le campagne sono state incontrate alcune difficoltà legate alle coperture quaternarie e boschive che hanno impedito un preciso lavoro di rilevamento; tuttavia, non hanno posto gravi difficoltà nella creazione della carta. Le principali litologie osservate sul campo, comparate successivamente con le litologie note trascritte sulle Note Illustrative del CARG, sono i Porfiroidi del Melogno, le Quarziti di Ponte di Nava, le Dolomie di San Pietro dei Monti, i Calcari della Val Tanarello e la Formazione di Caprauna. L’assetto strutturale dell’area è legato principalmente alla formazione delle Alpi Liguri, con la formazione di numerose pieghe e faglie, con in particolare la formazione di una piega a guaina che è sovrascorsa sui terreni sottostanti.

RINGRAZIAMENTI

Tra le numerose esperienze che ho avuto in questi cinque anni, la lezione più importante che ho imparato è che la cooperazione è sempre più fruttuosa della competizione. Lo stesso vale per questa tesi, che ho cercato di rendere il più possibile autonoma, ma che non sarebbe stata possibile senza l'aiuto di alcuni professionisti chiave dell'Università e a me vicini.

Innanzitutto, vorrei ringraziare il mio relatore, il professor Matteo Maino, per avermi supportato in quest'anno e per avermi aiutato nella stesura di questa tesi, visto che senza di lui non potrebbe esistere.

Vorrei anche ringraziare il mio correlatore, il ricercatore Simone Lombardi, che mi ha sopportato e supportato nel lavoro sul campo e anche nella creazione della carta geologica.

Un grazie speciale alla mia famiglia a cui scrivo queste righe solo perché, poi, se leggendo la tesi non si ritrovano nei ringraziamenti potrebbero rimanerci male. Quindi grazie mamma, grazie papà, grazie Vittoria-sapete che comunque vi voglio bene-.

Un ringraziamento a tutti i miei parenti, dal Friuli all'Emilia-Romagna.

Ringrazio anche tutti i miei amici dell'Università e di Pavia con cui ho trascorso anni stupendi.

"La quale, se non v'è dispiaciuta affatto, vogliatene bene a chi l'ha scritta, e anche un pochino a chi l'ha raccomodata. Ma se in vece fossimo riusciti ad annoiarvi, credete che non s'è fatto apposta."

- A. Manzoni, I Promessi Sposi, c. XXXVIII -

BIBLIOGRAFIA

Boni A., Cerro A., Gianotti R., Vanossi M., 1971, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 – Foglio 92-93: "Albenga – Savona", Servizio Geologico d'Italia.

Dallagiovanna G., Decarlis A., Felletti F., Gaggero L., Mosca P., Pellegrini L., & Seno S., 2011, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – foglio 228 "Cairo Montenotte", Servizio Geologico d'Italia.

Dallagiovanna G., Decarlis A., Maino M, Toscani G., Bonini L., Pellegrini L., & Seno S., 2014, Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – foglio 257 e 270 "Dolceacqua-Ventimiglia", Servizio Geologico d'Italia.

Decarlis A., Dallagiovanna G., Lualdi A., Maino M., & Seno S., 2013, Stratigraphic evolution in the Ligurian Alps between Variscan heritages and the Alpine Tethys opening: A review, In Earth-Science Reviews (Vol. 125, pp. 43-68).

Bonini L., Dallagiovanna G., & Seno S., 2010, The role of pre-existing faults in the structural evolution of thrust systems: Insights from the Ligurian Alps (Italy), Tectonophysics 480(1):73-87

Decarlis A. & Lualdi A. 2011, Synrift sedimentation on the northern Tethys margin: an example from the Ligurian Alps (Upper Triassic to Lower Cretaceous, Prepiedmont domain, Italy), Int J Earth Sci, 100:1589-1604

Decarlis A., 2015, The tectono-stratigraphic evolution of distal, hyper-extended magmapoor conjugate rifted margins: Examples from the Alpine Tethys and Newfoundland-Iberia, Marine and Petroleum Geology, 68, 54-72

Vanossi M., Cortesogno L., Galbiati B., Messiga B., Piccardo G., & Vannucci R., 1984, Geologia delle Alpi Liguri: dati, problemi, ipotesi, Memorie della Società Geologica Italiana. 28, 5-75.

Seno S. et alii, 2005, Pre-Piedmont and Piedmont-Ligurian nappes in the central sector of the Ligurian Alps: a possible pathway for their superposition on to the inner Briançonnais units, Bollettino Società Geologica Italiana, 124, 455-464

Vanossi M. et alii, 1981, Fasi metamorfiche e deformazioni alpine nel brianzonese e nel pre-piemontese piemontese esterno delle Alpi Liguri: un possibile modello evolutivo, Rendiconti Società Italiana di Mineralogia; e Petrologia, 38,261-281

Seno S. et alii, 2003, Palaeogeography and thrust development in the Penninic domain of the Western Alpine chain: examples from the Ligurian Alps, Bollettino Società Geologica Italiana, 122, 223-232

Boni A., Peloso G.F., Gervasoni S., 1980, Dati sulla neotettonica di parte dei Fogli Sanremo (102), Imperia (103) ed Albenga – Savona (92-93), Controllo Preliminare alla realizzazione Della Carta Neotettonica D'Italia, pubblicazione n. 365 del P.F, Geodinamica del C.N.R., pp. 1245-1282.

Cabella R., Cortesogno L., Dallagiovanna G., Vannucci R., Vanossi M., 1988, Vulcanismo, sedimentazione e tettonica nel Brianzonese ligure esterno durante il permo-carbonifero, Atti Ticinesi di Scienze Della Terra 31, 269-326.

Ciccacci S., 2010, Le forme del rilievo, Atlante illustrato di Geomorfologia.

Conti P., 2019, Proiezioni Stereografiche, Corso di Laurea in Geotecnologie: Università di Siena.

Decarlis A., Dallagiovanna G., Lualdi A., Maino M., & Seno S., 2013, Stratigraphic evolution in the Ligurian Alps between Variscan heritages and the Alpine Tethys opening: A review, In Earth-Science Reviews (Vol. 125, pp. 43-68).

Vanossi M. (Coordinatore del volume), 1991, Alpi Liguri 11 Itinerari. A cura della Società geologica italiana. Guide geologiche regionali, con carta schematica.

Maino M., Seno S. et alii, 2021, Sheath fold development around deformable inclusions: Integration of field-analysis (Cima Lunga unit, Central Alps) and 3D numerical models, Journal of Structural Geology, 144, 104255

Alsop G.I., Holdsworth R.E., 2004, The geometry and topology of natural sheath folds: a new tool for structural analysis, Journal of Structural Geology, 26, 1561-1589

https://idrogeo.isprambiente.it/app/iffi?@=44.133008210068084,7.944762018274028,12

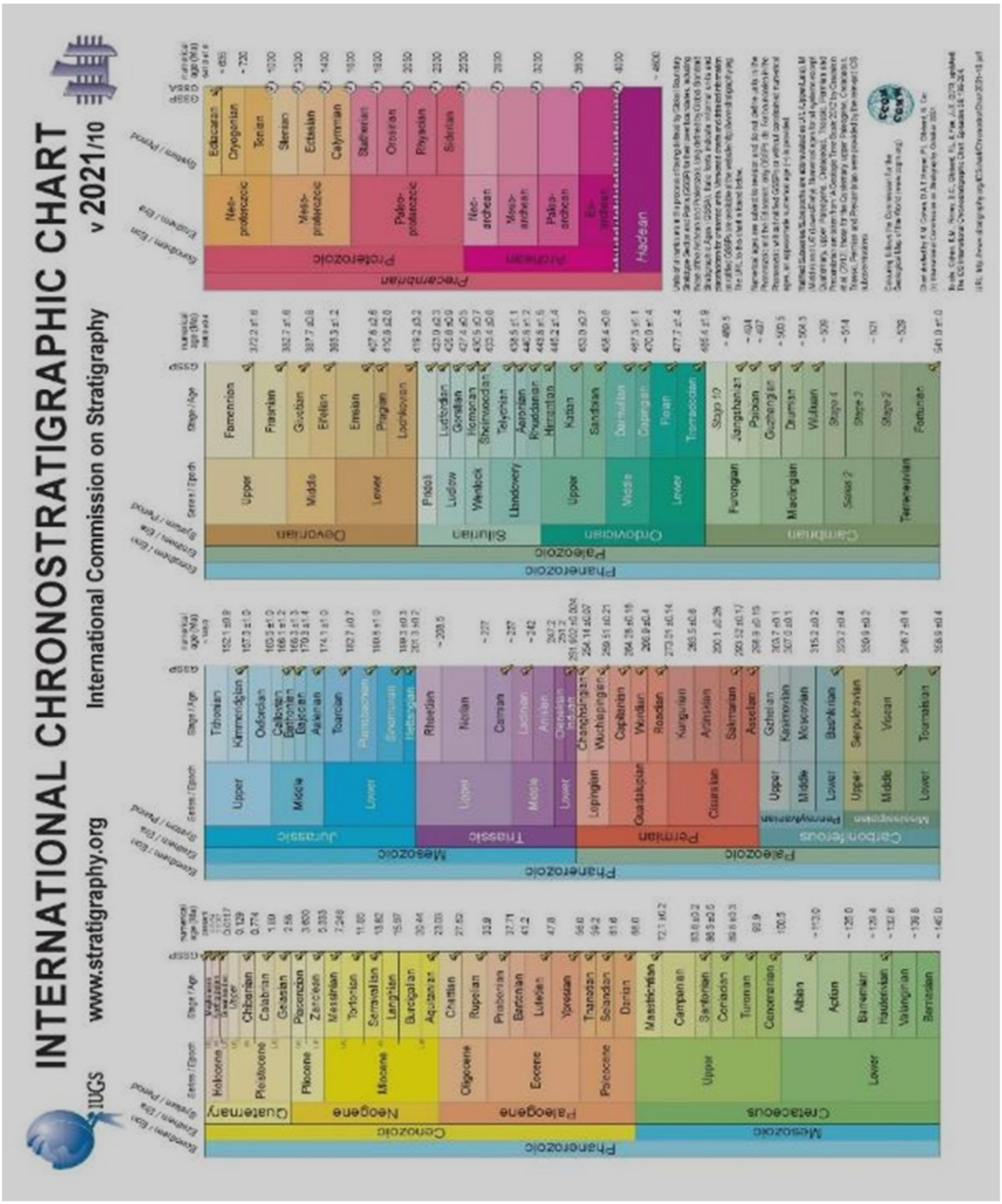
https://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/cartella-progetti-in-corso/suolo-e-territorio-1/progetto-carg-cartografia-geologica-e-geotematica/index

https://www.geoportale.piemonte.it/cms/

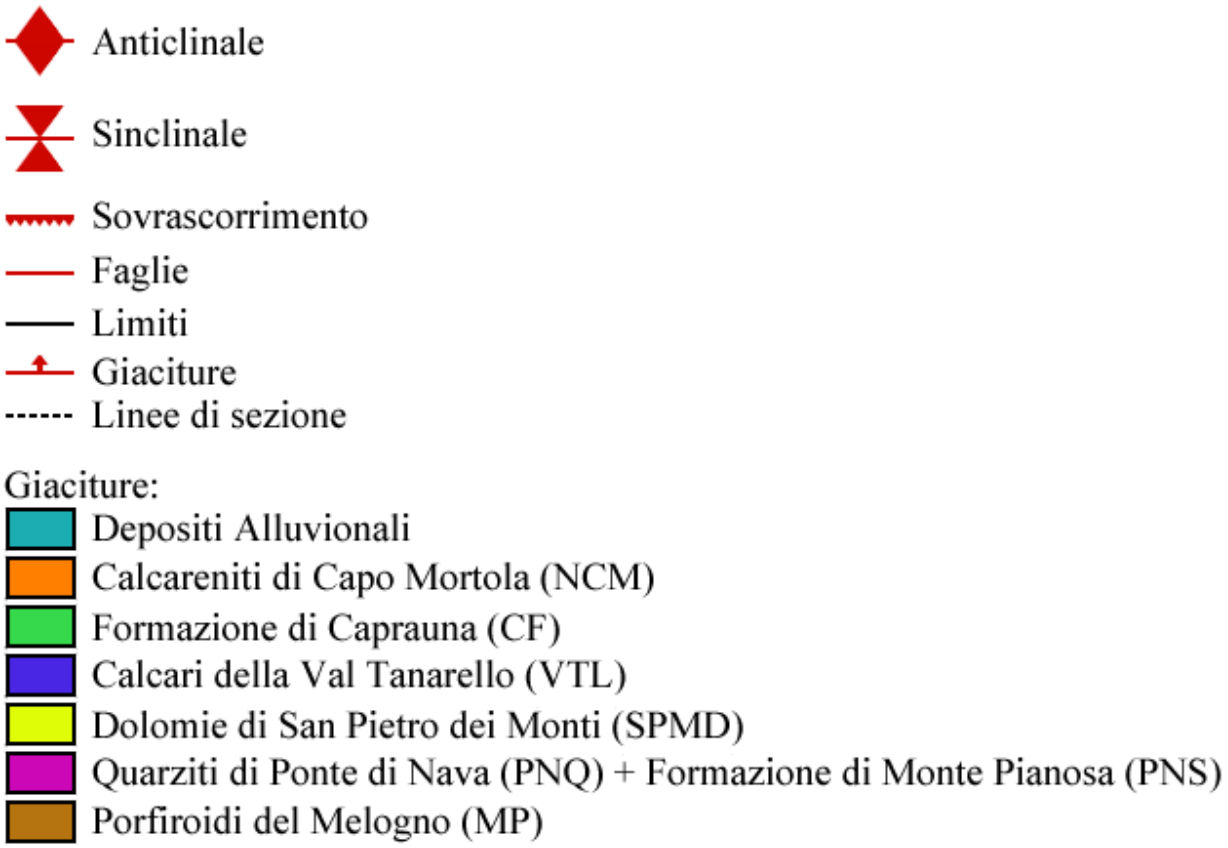
https://www.arpa.piemonte.it/rischinaturali/tematismi/clima/sguardo/precipitazioni-seas.html

ALLEGATI

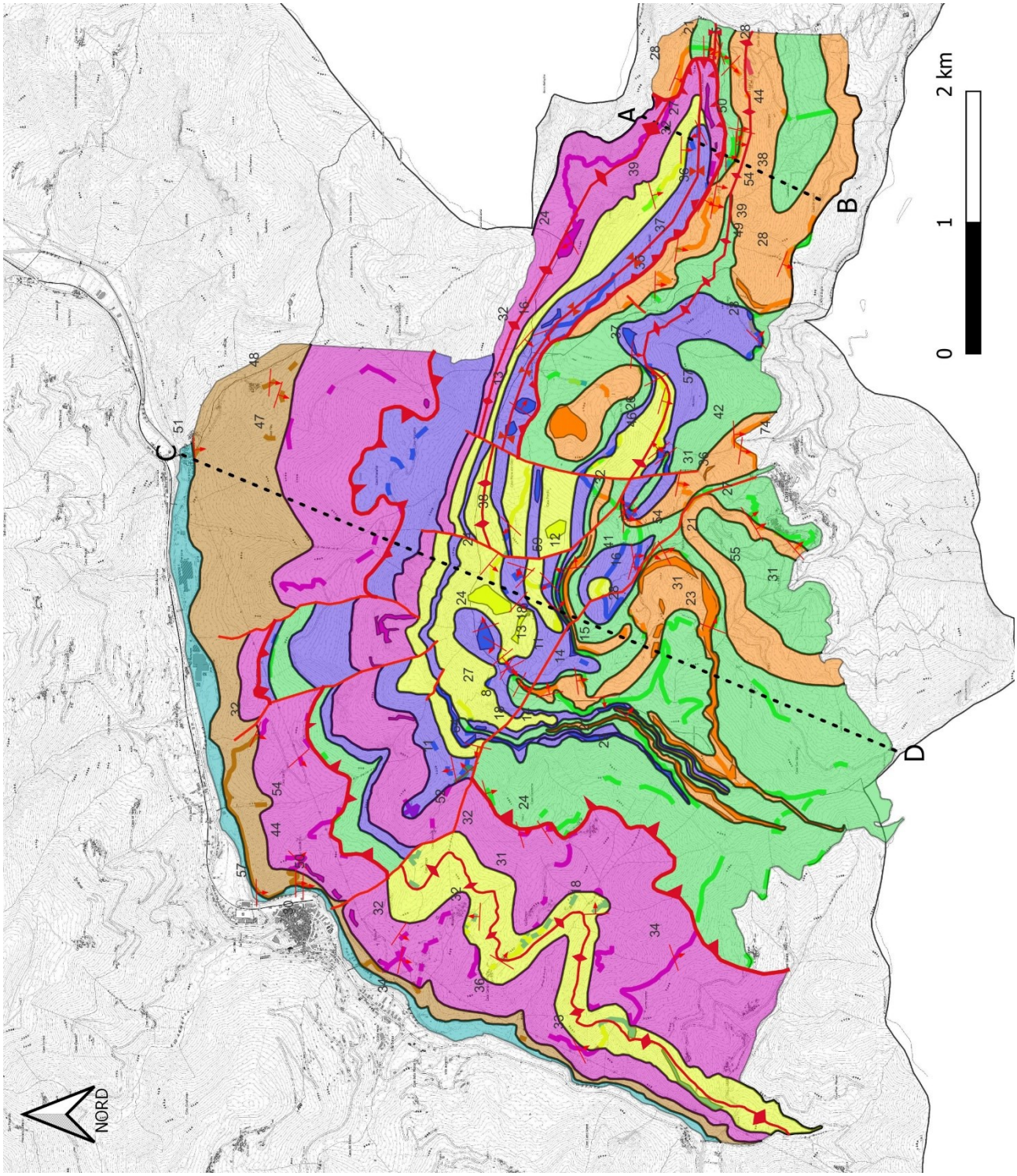
ALLEGATO N.1 – SCALA DEI TEMPI



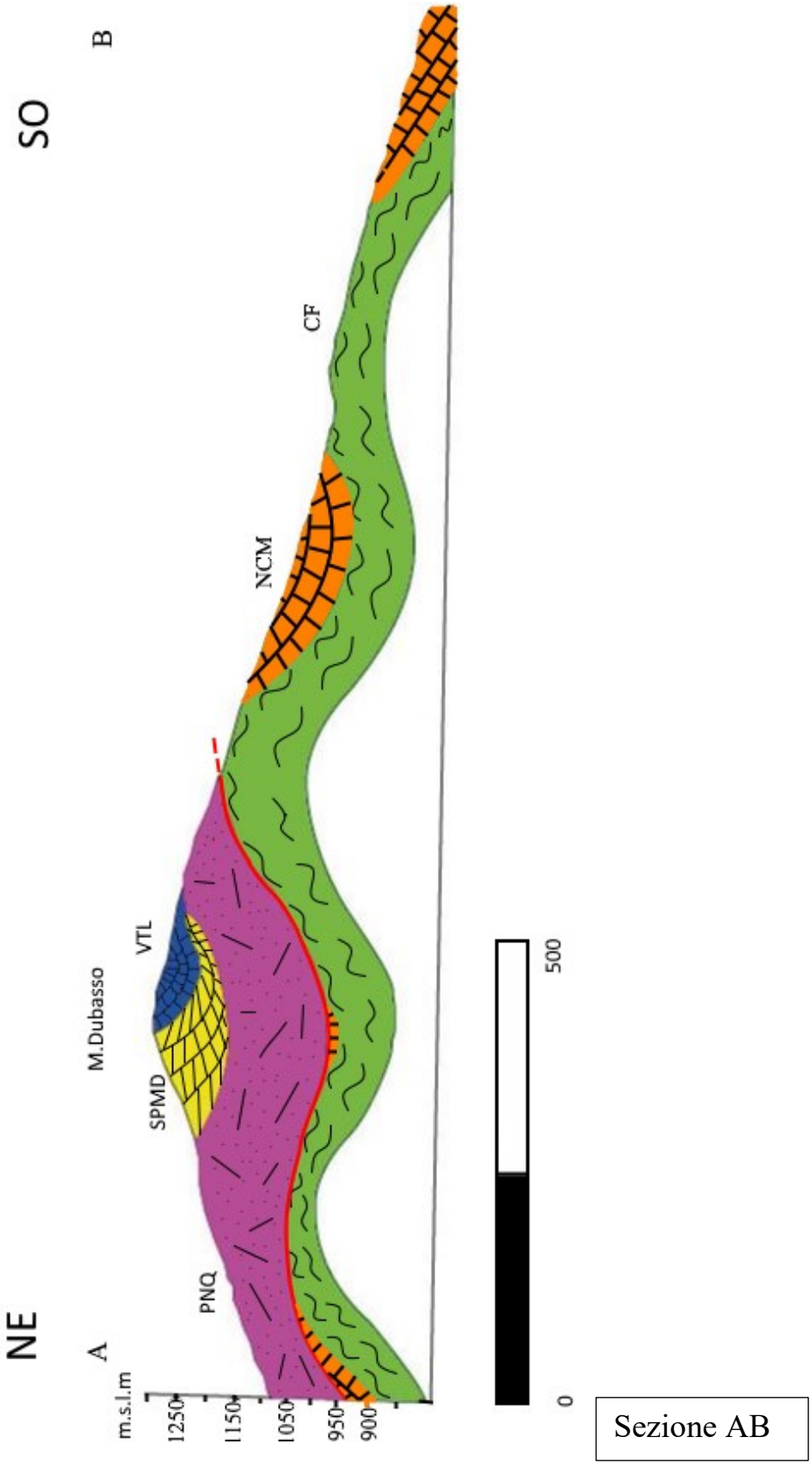
ALLEGATO N.2 – LEGENDA



ALLEGATO N.3 – CARTA GEOLOGICA



ALLEGATO N.4 – SEZIONI GEOLOGICHE



Sezione AB

Nota: Le altitudini sono espresse in m.s.l.m., le distanze sono in metri

NE
C
SO
D
m.s.l.m.
1500
1250
1000
750
MP
PNQ
VTL
PNQ
VTL
SPMD
Monte Armetta
SPMD
VTL
NCM
CF
0
1000

Sezione CD

ALLEGATO N.5 – TABELLE RIASSUNTIVE DEI PARAMETRI TOPOLOGICI DELLE PIEGHE A GUAINA

Topological Parameter Lower Strain (-ve) Higher Strain (+ve)	Topological Relationship for dip-slip shear system	Amount of Obliquity	Sense of Obliquity	Summary	Figure Ref.
Angle between trend of fold hinge and lineation **a)** greater angle, Ln, axial plane, smaller angle	*With increasing shear strain, the acute angle between the trend of a fold hinge and the adjacent extension lineation (X) will reduce as the fold hinge rotates towards the transport direction.*	**Greater angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Smaller angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** S facing fold hinges **A-Cw angles -** N facing fold hinges	*The **sense** of obliquity between a fold hinge and lineation is controlled by the direction of hinge rotation, whilst the **amount** of obliquity will reduce as the fold hinge rotates towards the transport direction with increasing deformation.*	Figures 9a,b,c,d, 10i,j,m,n, 11a,b, 12c, Tables 1a,4a
Angle of pitch of fold hinge on axial plane **b)** smaller angle, axial plane, strike and dip, greater angle, hinge trend	*With increasing shear strain, the angle of fold hinge pitch will increase as the fold hinge rotates towards the down-dip (i.e. pitching 90°) transport direction.*	**Smaller angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Greater angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** S fold axial planes **A-Cw angles -** Z fold axial planes	*The **sense** of fold hinge pitch is controlled by the axial planar strike related to Z and S fold geometries, whilst the **amount** of pitch increases as the fold hinge rotates towards the down-dip transport direction with increasing deformation.*	Figures 10a,e, 11a,c,f,h, Tables 1b,4b
Angle of pitch of lineation on axial plane **c)** smaller angle, greater angle	*With increasing shear strain, the angle of pitch of a lineation will increase as the associated fold axial plane rotates towards the shear plane.*	**Smaller angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Greater angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** S fold axial planes **A-Cw angles -** Z fold axial planes	*The **sense** of lineation pitch is controlled by the axial planar strike related to Z and S fold geometries, whilst the **amount** of pitch increases as axial planar strike rotates towards the shear plane with increasing deformation.*	Figures 10 b,f, 11a,d,f,i, Tables 1c,4c
Angle between pitch of fold hinge and lineation **d)** greater angle, hinge trend, smaller angle	*With increasing shear strain, the angle between the pitch of a fold hinge and lineation will reduce as the fold hinge rotates towards the transport lineation.*	**Greater angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Smaller angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** S facing fold hinges **A-Cw angles -** N facing fold hinges	*The **sense** of obliquity between the fold hinge and lineation pitch is controlled by the direction of hinge rotation, whilst the **amount** of obliquity will reduce as the fold hinge rotates towards the transport direction with increasing deformation.*	Figures 10 c,g,k,l, 10 o,p, 11a,d,f,i, Tables 1d,4d
Angle between axial planar strike and lineation trend **e)** smaller angle, greater angle	*With increasing shear strain, the angle between axial planar strike and the trend of the extension lineation will increase as the fold axial plane rotates towards the shear plane.*	**Smaller angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Greater angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** Z fold axial planes **A-Cw angles -** S fold axial planes	*The **sense** of obliquity between the axial planar strike and the lineation is controlled by Z or S fold geometry, whilst the **amount** of obliquity will increase as the axial plane rotates towards the shear plane with increasing deformation.*	Figures 9 e,f,g,h, 10j,n, 12c, Tables 1e,4e
Angle between strike of axial plane and foliation (Sn) **f)** greater angle, (Sn), smaller angle	*With increasing shear strain, the angle between the fold axial planar strike and the trend of the adjacent foliation will reduce as the axial plane rotates towards the shear plane.*	**Greater angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Smaller angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** S fold axial planes **A-Cw angles -** Z fold axial planes	*The **sense** of obliquity between the axial planar strike and the foliation trend is controlled by Z or S fold geometry, whilst the **amount** of obliquity will decrease as the axial plane rotates towards the shear plane with increasing deformation.*	Figures 10 d,h, 11 a,e,f,j, 12 c, Tables 1f,4f
Acute angle between axial plane and foliation **g)** greater angle, smaller angle	*With increasing shear strain, the acute dihedral angle, incorporating differences in both the strike and dip values of axial planes and the adjacent foliation, will reduce as the axial plane rotates towards the shear plane.*	**Greater angles -** Upper limbs / short hinge-lines **Smaller angles -** Lower limbs / long hinge-lines	**Cw angles -** S fold axial planes **A-Cw angles -** Z fold axial planes	*Thus, the **sense** of obliquity in the acute angle between the axial plane and the foliation is controlled by Z or S fold geometry, whilst the **amount** of obliquity will decrease as the axial plane rotates towards the shear plane with increasing deformation.*	Figures 9 i,j,k,l,m, 9 n,o,p, 10l,m, Tables 1g,4g

Tabella riassuntiva che evidenzia le varie cause e controlli tra i sette parametri topologici e le loro relazioni con l'aumento della deformazione. Visti dall'alto, le cerniere di piega ed i piani assiali possono ruotare in senso orario (Cw) o antiorario (A-Cw) verso il dato di riferimento definito dall'andamento della lineazione (Ln) e del colpo di foliazione (Sn).

Topological Parameter	Observation	Cause	Control on Obliquity	Sense of Rotations	Topological Relationships	Lower strain Patterns	Higher strain Patterns	Table / Figure Reference
a) *Angle between trend of fold hinge and Ln*	**a)** reduces with greater deformation	Rotation of fold hinge towards X	Sense of hinge rotation	S facing hinges rotate A-Cw N facing hinges rotate Cw	S facing hinges trend Cw of Ln N facing hinges trend A-Cw of Ln	Broad arc of hinge trends (<90°) to Ln	Cluster of hinge trends sub-parallel (<20°) to Ln	Table 4a Figures 8a, 9a,b,c,d, 10i,j,m,n 11a,b, 12c
b) *Angle of pitch of fold hinge on axial plane*	**b)** increases with greater deformation	Rotation of fold hinge and axial plane towards X and X-Y respectively	Sense of hinge and axial plane rotation	S facing hinges & S axial planes rotate A-Cw N facing hinges & Z axial planes rotate Cw	S axial plane = Cw hinge pitch Z axial plane = A-Cw hinge pitch	Low values (<65°) of hinge pitch	High values (<90°) of hinge pitch	Table 4b Figures 8b, 10a,e, 11a,c,f,h,
c) *Angle of Ln pitch on axial plane*	**c)** increases with greater deformation	Rotation of axial plane towards X-Y plane	Sense of axial plane rotation	S axial planes rotate A-Cw Z axial planes rotate Cw	S axial plane = Cw Ln pitch Z axial plane = A-Cw Ln pitch	Low values (<75°) of Ln pitch	High values (<90°) of Ln pitch	Table 4c Figures 8c, 10b,f, 11a,d,f,i,
d) *Angle between pitch of fold hinge and Ln*	**d)** reduces with greater deformation	Rotation of fold hinge and axial plane towards X and X-Y respectively	Sense of hinge and axial plane rotation	S facing hinges & S axial planes rotate A-Cw N facing hinges & Z axial planes rotate Cw	S facing hinges pitch Cw of Ln N facing hinges pitch A-Cw of Ln	Large differences (<30°) in fold hinge and Ln pitch values	Small differences (<10°) in fold hinge and Ln pitch values	Table 4d Figures 8d, 10c,g,k,l,o,p 11a,d,f,i,
e) *Angle between strike of axial plane and Ln trend*	**e)** increases with greater deformation	Rotation of axial plane towards X-Y plane	Sense of axial plane rotation	S axial planes rotate A-Cw Z axial planes rotate Cw	S axial plane strikes A-Cw of Ln Z axial plane strikes Cw of Ln	Axial planes strike oblique (<60°) to Ln trend	Axial planes strike sub-normal (<80°) to Ln trend	Table 4e Figures 8e, 9e,f,g,h, 10j,n 12c
f) *Angle between strikes of axial plane and Sn*	**f)** reduces with greater deformation	Rotation of axial plane towards X-Y plane	Sense of axial plane rotation	S axial planes rotate A-Cw Z axial planes rotate Cw	S axial plane strikes Cw of Sn Z axial plane strikes A-Cw of Sn	Axial planes strike oblique (<30°) to Sn trend	Axial planes strike sub-parallel (<10°) to Sn trend	Table 4f Figures 8f, 10d,h, 11a,e,f,j, 12c,
g) *Acute angle between axial plane and Sn*	**g)** reduces with greater deformation	Rotation of axial plane towards X-Y plane	Sense of axial plane rotation	S axial planes rotate A-Cw Z axial planes rotate Cw	S axial plane = Cw of Sn Z axial plane = A-Cw of Sn	Axial planes oblique (<20°) to Sn	Axial planes sub-parallel (<15°) to Sn	Table 4g Figures 8g, 9i,j,k,l,m, 9n,o,p, 10i,m