

La Formazione di Contignaco, la Formazione di Pantano e la Formazione del Termina presso la Stretta del Pescale: rapporti stratigrafici, orizzonte cineritico. i terrazzi del Pescale

1235_Pescale

L'alveo del F. Secchia, dopo essersi allargato nei pressi di Roteglia, alla Stretta del Pescale improvvisamente si restringe, per poi allargarsi nuovamente più a valle, all'altezza di Castellarano. Il restringimento è provocato da uno sbarramento naturale, di tipo strutturale e costituito da un pacco di strati di areniti mioceniche (Formazione di Pantano: arenarie a cemento calcareo della base del "Gruppo di Bismantova"; si veda la seconda parte della scheda). Le pareti si presentano strapiombanti sulle acque del Secchia e del Rio Pescarolo per un'altezza di circa 30 m.

La sommità dell'affioramento calcarenitico, compreso tra l'alveo del F. Secchia ed il vicino affluente Fosso Pescarolo, si presenta spianata da una superficie terrazzata, posta ad una quota di circa 200 m, ricoperta da ghiaie, e sospesa rispetto all'alveo fluviale di circa 30 m: si tratta di uno degli esempi più evidenti di antiche superfici terrazzate presenti nella Provincia di Modena. Queste superfici rappresentano lembi relitti di corpi di aggradazione pleistocenici, dovuti alle condizioni periglaciali instauratesi sugli Appennini, come conseguenza di quegli stessi peggioramenti climatici che produssero condizioni glaciali sulle Alpi. La superficie terrazzata del Pescale, spianata dall'erosione fluviale del F. Secchia, è rimasta esposta per lungo tempo, come testimonia il suolo, molto spesso ed alterato, sviluppatosi sulla sua sommità.

Poco sopra della quota d'alveo, in destra idrografica è presente una cavità d'erosione fluviale, impostata in corrispondenza di una frattura, il cui ampliamento, tuttavia, è stato in parte d'origine artificiale, in quanto è stato asportato anche un livello di lignite, che era contenuto nelle areniti. Lo sviluppo della cavità è di m 20, con un dislivello di 10 m.

Sopra la superficie terrazzata posta in destra idrografica, all'estremità sud della Stretta del Pescale, e localmente denominata "Il Castellaro", ebbe vita tra la fine del V (o gli inizi del IV) millennio e la fine del III millennio (4.000-2.800 a.C.) un abitato neolitico. I resti dell'insediamento vennero in luce a partire dalla fine dell'Ottocento con le indagini di Giovanni Canestrini, professore di zoologia nell'Università di Modena, e di Gaetano Chierici. In particolare l'archeologo reggiano Gaetano Chierici effettuò, nel 1866, alcuni saggi archeologici nel settore nord-nordest del terrazzo, che portarono alla scoperta dell'abitato Neolitico e, negli strati superficiali dell'insediamento, dei resti di un villaggio eneolitico (3.500-1.800 a.C.).

Gli scavi sistematici del naturalista e archeologo modenese Fernando Malavolti consentirono di definire la natura dell'insediamento, un villaggio preistorico sviluppato su una superficie di almeno 2.600 m², costituito da alcune grandi capanne, leggermente scavate nel terreno, con pareti e copertura di materiale ligneo, a volte intonacato d'argilla. Tra il 1937 ed il 1942 Malavolti effettuò una serie di sopralluoghi e ricerche di superficie



che gli consentirono di individuare, ai piedi delle pareti rocciose che formano la sponda sinistra del Rio Pescarola, le tracce dei punti d'estrazione della selce lavorata, che si è trovata sul terrazzo: si tratta di strati a dominante selciosa ("livelli selciosi"), caratterizzanti la Formazione di Contignaco e sui quali poggiano i terreni del Gruppo di Bismantova o direttamente quelli della Formazione del Termina.

Dai livelli più superficiali della spianata del Castellaro, rimescolati e sconvolti dai lavori agricoli, si raccolsero frammenti ceramici dell'Età del Bronzo e Romana, testimoniando una lunga frequentazione umana della superficie terrazzata.

Il geotopo del Pescale ha, inoltre, un discreto interesse anche da un punto di vista stratigrafico. Ancora in corrispondenza delle scarpate verticali lungo l'alveo del F. Secchia (sponda destra) e di quelle presenti nella vicina Val Pescarolo, lungo la strada provinciale Sassuolo-Prignano, è possibile osservare le caratteristiche litologiche ed i rapporti stratigrafici reciproci di alcune unità litostratigrafiche epiliguri: la Formazione di Contignaco, la Formazione di Pantano e la Formazione del Termina.

Gli affioramenti della Formazione di Contignaco sono osservabili nell'alveo del Secchia, poco a valle della briglia parzialmente crollata. La successione immerge verso monte e, dal basso, è costituita da almeno due orizzonti cineritici (1,5 e circa 8 m di spessore) di colore chiaro, costituiti da una base arenitica medio-fine, passante a cineriti fini e finissime. Questi orizzonti sono facilmente distinguibili per il basso peso specifico della roccia. Essi passano poi, verso l'alto, ad una serie di alternanze torbiditiche arenaceo-pelitiche, in parte silicizzate e di colore più scuro. Il passaggio discontinuo alla F. di Pantano non è direttamente osservabile per la presenza di un tratto coperto di circa un metro, ma è intuibile al di sotto della spalla destra (lato monte) della briglia crollata. Qui è, infatti, possibile osservare un piccolo affioramento di peliti grigio scure, debolmente silicizzate (F. di Contignaco) e, poco a monte, le arenarie grigie, bioturbate, con granulometria da fine a grossolana e a stratificazione piano-parallela (F. di Pantano). L'affioramento di questa formazione prosegue poi, per parecchie decine di metri, lungo la sponda destra del Secchia con varie caratteristiche in termini di facies. Piuttosto interessante è anche la presenza di numerose mesofaglie dirette entro la stessa formazione. Il contatto tra le due formazioni rappresenta un'importante discontinuità di età burdigaliana (Miocene inferiore) che segna il passaggio da depositi di mare relativamente profondo ad altri di piattaforma mista, carbonatico-terrigena. Tale passaggio è ben visibile entro il T. Pescarolo a tergo degli edifici rurali della località Pescale, poco a valle del ponte della strada provinciale; in questo punto, alla base della F. di Pantano, è presente un orizzonte di arenarie medio-grossolane, glauconitiche.

Lungo la provinciale per Prignano poco a sud del bivio per la Val Pescarolo è possibile osservare anche il passaggio tra la Formazione di Pantano (arenarie grigie stratificate immergenti verso nord) e le peliti (marne sabbiose grigie) della Formazione del Termina. Il contatto appare brusco e discordante e rappresenta una discontinuità stratigrafica marcata da una significativa lacuna temporale. La base della Formazione del Termina (il cui assetto è concordante con la superficie d'appoggio, come intuibile da uno straterello arenaceo male affiorante, in alto a sinistra guardando la scarpata) ha, infatti, un'età riferibile al

Serravalliano superiore - Tortoniano (Miocene medio-superiore). Dal punto di vista paleoambientale, il contatto rappresenta il passaggio da facies di piattaforma esterna a facies di scarpata - bacino. In corrispondenza dell'alveo del T. Pescarolo e sul versante settentrionale del crinale, in destra del T. Pescarolo, è poi visibile il contatto diretto, in discontinuità, tra F. del Termina e la sottostante F. di Contignaco.

Il sito è particolarmente importante per la possibilità di osservare, con facilità, i rapporti tra le formazioni epiliguri mioceniche e le caratteristiche di litofacies (particolarmente ben evidenti) della Formazione di Pantano nel basso Appennino modenese, differenti da quelle presenti in zone più meridionali. Di particolare importanza è poi la presenza degli orizzonti cineritici, che sono, per potenza, i maggiori di tutto l'Appennino modenese.



Le manifestazioni di idrocarburi nella zona di Campodolio Pescarola e il vecchio pozzo petrolifero di Ca' de Cocchi 1250_CampoPescarola

Già dal secolo scorso, una ventina di metri ad ovest del Mulino del Berto, 700 m a sud della frazione Campodolio, era conosciuta una pozza d'acqua dove si notavano chiazze oleose e leggere emanazioni di gas. Attualmente, le manifestazioni gassose possono essere osservate presso Ca' de Mussi a sud-ovest di Pescarola, all'interno (dello specchio d'acqua) di due laghetti artificiali. Inoltre presso Ca' de Cocchi, sul lato nord della strada provinciale n. 20, che da Campodolio sale verso San Pellegrinetto, si può osservare la bocca pozzo, con le relative valvole di manovra, di un pozzo petrolifero costruito per conto della Società Petrolifera Italiana, titolare della concessione di ricerca, dall'AGIP e dalla Breda nell'anno 1928 e che raggiunse una profondità di 217,20 m.

Dopo l'inopinata distruzione degli antichi pozzi petroliferi della concessione di Ca' di Simone, presso Selva di Pavullo, avvenuta nell'anno 1997 e già descritti nei volumi dedicati all'antica strada ducale per Massa, la cosiddetta "Via Vandelli", il pozzo di mulino di Ca' de Cocchi rappresenta l'ultimo esempio di vecchio pozzo petrolifero e può essere considerato un reperto d'archeologia industriale connesso alla ricerca di fluidi nel sottosuolo.

Si tratta di un piccolo (pochi metri) affioramento di rocce sedimentarie arenitiche osservabili sulla scarpata stradale a NE di M. Scisso di fronte alla rampa di accesso ad una casa colonica; qui si possono osservare alcuni strati di color grigio scuro e di color biancastro costituiti da cineriti. Esse sono intercalate probabilmente nella porzione superiore della Formazione di Contignaco sottoposta stratigraficamente alla F. di Pantano che costituisce il rilievo di M. Scisso. Le cineriti sono facilmente riconoscibili per il basso peso specifico. Dal punto di vista composizionale esse sono costituite da vetro, quarzo, calcite, feldspati e da smectite, illite e phillipsite. Il vetro supera in alcuni casi il 50% del peso totale della roccia. L'età di questi orizzonti è riferibile al Miocene inferiore.

Questi orizzonti, da tempo segnalati in letteratura, sono stati oggetto di numerose analisi petrografiche, mineralogiche e chimiche e costituiscono dunque un riferimento importante per l'eventuale proseguimento delle ricerche sull'attività vulcanica oligo-miocenica diffusa in tutto il mediterraneo occidentale ed anche in aree continentali europee.

Il toponimo Monte Scisso potrebbe fare riferimento alla forma del rilievo, con più sommità separate da diversi avvallamenti, imputabili a uno smembramento dovuto a deformazioni gravitative profonde di versante.

Si tratta di un affioramento corrispondente ad una vasta parete subverticale in corrispondenza di un'ansa del T. Pescarolo e nel quale sono presenti rocce sedimentarie pelitiche di color grigio chiaro e con stratificazione poco evidente.

E' infatti osservabile una monotona successione stratigrafica costituita da marne grigie, sabbiose, a luoghi macrofossillifere e moderatamente bioturbate, a stratificazione indistinta: ad esse si intercalano strati risedimentati di areniti finissime con intervalli metrici e decametrici. La stratificazione, visibile con più facilità da una certa distanza per la presenza delle intercalazioni arenitiche, è inclinata verso sud di una trentina di gradi. La formazione è di età tortoniana - messiniana inferiore. Secondo alcuni Autori nell'affioramento in questione sarebbe presente una lacuna sedimentaria tra un primo tratto inferiore datato al Serravalliano superiore e uno superiore datato al Tortoniano inferiore.

Dal punto di vista paleoambientale queste peliti rappresentano la deposizione in ambiente di scarpata-prodelta e in un regime di bassa energia.

L'affioramento appare particolarmente significativo per la possibilità di osservare in dettaglio e per un considerevole sviluppo verticale le tipiche caratteristiche litologiche della Formazione del Termina la cui area tipo è nell'Appennino parmense-reggiano.

L'affioramento del Membro di Montebaranzone della Formazione del
Termina, località Tipo 1285_Montebaranzone

Nei pressi di Montebaranzone, 550 m a sud-est dell'abitato, a valle della strada provinciale n. 20, in una grande scarpata, alta una trentina di metri e larga circa m 100, sono visibili rocce sedimentarie stratificate, prevalentemente arenitiche e subordinatamente marnose: esse corrispondono alla parte depocentrale del corpo arenaceo di Montebaranzone. Quest'ultimo s'intercala, ad una scala più grande di quella dell'affioramento, ai litotipi prevalentemente marnosi della Formazione del Termina. Gli strati di arenarie costituiscono il Membro di Montebaranzone: si tratta di arenarie risedimentate, deposte da correnti di torbida entro una modesta depressione in zona di prodelta-scarpata, durante il Tortoniano (Miocene superiore). La stratificazione, inclinata verso nord (a reggipoggio rispetto alla scarpata), è piano-parallela; essa, verso l'alto della successione, mostra un generale ispessimento e un aumento della porzione arenacea. Nella parte bassa dell'affioramento prevalgono i litotipi pelitici (marne sabbiose grigie della F. del Termina), mentre gli strati arenitici sono presenti solo come sottili intercalazioni.

L'affioramento, particolarmente vasto e ben visibile da numerosi punti d'osservazione anche se di non facile accesso diretto, permette di osservare le caratteristiche litologiche e sedimentologiche del Membro di Montebaranzone nella località tipo. Questi litotipi sono caratteristici e quasi esclusivi del basso Appennino modenese; in altre località appenniniche essi non presentano mai un tale sviluppo verticale e facies simili.



Confluenza Dolo Dragone

2170_DoloDragone

Si tratta di un affioramento di lunghezza ettometrica di rocce sedimentarie stratificate arenitiche, carbonatiche e pelitiche. La Formazione di M. Venere affiorante lungo l'alveo del torrente Dolo, a valle della confluenza con il torrente Dragone, è riconducibile genericamente alla parte basale della successione. La Formazione di M. Venere, di età cretacea superiore, appartiene ai Flysch a Elmintoidi del Dominio ligure; la successione è di tipo torbidity di piana di bacino, deposta in un bacino profondo al di sotto del limite di compensazione dei carbonati. La composizione è mista carbonatico-silicoclastica; la stratificazione è piano-parallela. La successione è rovesciata ed immerge verso NE con un angolo di circa 50°. La formazione (rovesciata nell'affioramento descritto) è caratterizzata dalla ripetizione ritmica di diversi tipi di strati torbidity: arenacei silicoclastici, carbonatici e misti. Agli strati torbidity sono intercalati sottili strati di peliti scure prive di carbonato di calcio interpretate come emipelagiti. Gli strati arenacei silicoclastici hanno spessori centimetrici-decimetrici e solo raramente superano il metro. Sono costituiti da una porzione basale arenitica, a granulometria da media a fine, e da un sovrastante intervallo pelitico, di colore scuro e con quantità discrete di carbonato di calcio. Gli strati corrispondono a sequenze di Bouma generalmente incomplete, tronche inferiormente, di tipo Tc/e e Tb-c/e. L'intervallo gradato è presente solo in rari casi. Le ripetizioni di alcuni intervalli tipo Tb-c/b-c/e sono frequenti. Gli strati carbonatici sono costituiti da calcilutiti e marne di colore chiaro, sono privi di strutture e presentano spessori da decimetrico a metrico; sfumano al tetto in un sottile intervallo pelitico centimetrico. Gli strati misti sono predominanti nella successione considerata e sono costituiti da un intervallo basale arenitico che passa verso l'alto ad un potente intervallo carbonatico marnoso. Lo spessore è metrico. La successione risulta costituita da due diversi tipi di materiale con provenienze distinte. Sorgenti intrabacinali (piattaforme e/o alti pelagici) hanno fornito i fanghi biogenici che costituiscono gli strati carbonatici. Gli strati arenitici, a composizione nettamente arcossica, sono invece riconducibili a sorgenti terrigene, probabilmente da un basamento cristallino ad affinità sardo-corsa.

I Nannofossili presenti nella Formazione di Monte Venere affiorante in questa località permettono una attribuzione al Campaniano superiore (Zona CC22). E' uno dei più significativi affioramenti della F. di Montevenere del Modenese per la possibilità di osservare, misurare e campionare un gran numero di strati di differente tipologia.



La faglia inversa tra la Formazione del Termina e la parte inferiore della
Successione epiligure presso Montegibbio 2038_LaCaseraMontegibbo

Circa 150 m a sud del nucleo rurale de La Casera, a sud sud-ovest di Montegibbio, si osserva una faglia che separa rocce a dominante pelitica e marnosa e che sono caratterizzate da differenti litologie, facilmente distinguibili per differenze cromatiche d'insieme. Si tratta di uno dei rari siti ove è possibile osservare in dettaglio una delle dislocazioni più importanti del basso Appennino modenese.

L'affioramento qui descritto consente di osservare un tratto della faglia (o meglio di un sistema di faglie), che si sviluppa, con direzione appenninica, dalla Vallurbana alla Val Tiepido e che giustappone le unità epiliguri eo-oligoceniche, affioranti a sud-ovest, alla Formazione del Termina, di età miocenica superiore, affiorante a nord-est, presso il margine padano dell'Appennino.

Nell'affioramento, corrispondente a dei calanchi posti sul lato sinistro della vallecola sottostante il nucleo abitato, nella parte inferiore del versante si osservano marne sabbiose (Formazione del Termina), molto tettonizzate e caratterizzate da una diffusa fratturazione; esse sono separate, attraverso un piano di faglia inclinato verso sud, mediamente di circa 45°, da breccie argillose poligeniche grigie con clasti litoidi (Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa). Queste inglobano, in corrispondenza del piano di faglia nella parte orientale dell'affioramento, un lembo di peliti grigio-verdastre e brune molto tettonizzate, probabilmente attribuibili alla Formazione di Antognola, con diffuse patine giallastre per l'alterazione di solfuri. Salendo verso l'alto del versante sinistro, alle breccie argillose grigie con clasti litoidi, mediante un contatto probabilmente meccanico, si giustappongono altre breccie argillose poligeniche (Brecce argillose di Baiso, membro della Val Fossa), caratterizzate da argille nerastre e da inclusi litoidi, eterogenei e sempre di limitate dimensioni. Attraverso un contatto di probabile natura stratigrafica, le Brecce argillose di Baiso passano, proseguendo ancora verso l'alto del versante, alle Brecce argillose della Val Tiepido-Canossa, le quali a loro volta sottostanno ad altre unità epiliguri e alla Formazione di Pantano che costituisce la ripida scarpata, posta a sud e in parte ricoperta da bosco.

L'affioramento, nel suo complesso, non solo consente di osservare un tratto di una dislocazione d'importanza regionale, ma anche di ottenere una buona conoscenza della parte inferiore della Successione epiligure e dei rapporti tra le varie unità litostratigrafiche.

Valle del Torrente Tiepido presso Casella

1294_OfioliteBocassuolo

Le Miniere della valle del Dragone

Ubicate in due siti principali, si trovano nell'ofiolite di Bocassuolo, comune di Palagano. Si tratta dell'affioramento ofiolitico più imponente dell'Appennino modenese, principalmente sviluppato sul versante destro del torrente con affioramenti più ridotti sul versante opposto, al poggio di Medola e al monte Calvario.

L'area maggiormente interessata dall'attività estrattiva è all'interno del triangolo delimitato dalla vetta del Poggio Bianco Dragone, dall'alveo del torrente e dal fosso delle Carpinete. Qui si trovano otto delle dodici miniere totali della valle; le altre quattro, di dimensioni più ridotte si trovano più a monte sul versante nord del cinghio del Corvo. La lunghezza di queste miniere è estremamente variabile, si passa da pochi metri di alcuni saggi di scavo, agli oltre settecento della più estesa. I rilievi, le misurazioni e le minuziose esplorazioni delle gallerie sono state effettuate, a partire dal 1994 dagli speleologi dell'OSM Sottosopra di Modena. La maggiore parte delle gallerie si trova in luoghi difficilmente raggiungibili, parte dei cunicoli sono allagati ed in alcuni punti la roccia è franata.

Si tratta di giacimenti sfruttati fin dai tempi remoti. Il termine Palagano si fa derivare dalla voce prelatina palàga significante pepita d'oro.

Presso l'Archivio di Stato di Modena giace una documentazione riguardante le miniere dalla val Dragone composta da concessioni di scavo fatte dagli Estensi a privati cittadini, notizie di giacimenti e relazioni di scavi redatte per lo più da sovrintendenti ducali, descrizioni particolareggiate delle zone, dettagli sulla consistenza e la qualità dei minerali scavati, note di pagamenti di minatori, tecnici.

L'11 giugno 1343 Guglielmo del fu Matteo da Montecuccolo stipulò un contratto con alcuni operai in cui si legge: "In venis inventis et que inveniri vel reperiri in terris Medole et Bochaxoli, ex quibus aurum, argentum, ramun, stagnum, plumbum, ferrum vel aliquod metallorum de predictis haberi, percipi et extrahi poterit..." (Dalle vene metallifere che potranno essere trovate o reperite nelle terre di Medola e Bocassuolo potrà essere estratto e posseduto oro, argento, rame, stagno, piombo, ferro o qualsiasi composto dei predetti metalli...).

Nel 1458 viene data notizia dal Duca Ercole I di ritrovamenti di rame fatti da Francesco da Ravenna a M. Modino.

Il 10 luglio 1631 il Conte Jacopo Bertocchi, sovrintendente ducale, scrive al Duca Francesco I di una miniera di rame a M. Modino. Vennero chiamati dei 'metallieri' tedeschi o 'mineristi' la cui opera non approdò a notevoli risultati. Il 16 febbraio 1698 il Consiglio delle Miniere di Hannover, chiamato a giudicare i metalli delle miniere di Frassinoro e Medola, si pronuncia in modo favorevole sui risultati degli scavi. Dichiara anche la propria incompetenza a giudicare se "quel foco che brucia da per sè" (i fuochi di Sassatella provocati da fuoriuscita di gas metano) "possa servire ad arrostitire le miniere di rame, perchè sconosciuto".



Da Medola Matteo Nardi il 12 settembre 1699 inviava al Duca Rinaldo I uno schizzo della zona delle miniere segnando sul versante di Boccasuolo e Toggiano numerose cave. E' un disegno in cui è indicata anche la zona che venne saggiata tra 1940 e il 1942.

Nel 1740 venne fondata la Società delle Miniere con numerose sottoscrizioni (azioni da lire modenesi 600 ciascuna). Bisogna dire che le miniere del Val Dragone erano le più modeste di contro a quelle della Garfagnana che comprendevano anche marmi. La Società però non ebbe lunga vita e fu sciolta nel 1742.

Nel 1752 il Governatore di Sestola cita le miniere di Vestole (Sassatella), di Lago e della Pieve di Renno.

In data 30 novembre 1758 in una relazione del tribunale camerale al Duca Francesco III circa la domanda del Marchese di Montecuccolo del 1756 di scavar miniere nella Provincia del Frignano si scrive che "tre sono le miniere di rame finora trovatesi: la prima in luogo detto Vesale, la seconda in luogo denominato Renno, la terza in sito denominato Lago o di Toggiano".

A quacuno non è mancato neanche di recente il convincimento che qualche utile potesse trarsi dalle ofioliti dei Cinghi, dove si lavorò anche negli anni '40.

GEOLOGIA

La Valle del Torrente Dragone è, tra tutte le valli del Modenese e del Reggiano, la più ricca di affioramenti basaltici; in essa in particolare si trova il gruppo di Boccasuolo (Fig. 41.120), costituito dai Cinghi, dal Grotto del Campanile e da manifestazioni minori, oltre che dal Monte Calvario, sulla sinistra del Torrente Dragone, e, in fondo al fiume, dal poggio Medole. Poco più a monte esistono altri affioramenti tra i quali il Sasso, Sassatella e Sassolare o Sassolato già nelle vicinanze di Frassinoro. Sempre sulla sponda sinistra della valle del Dragone, poco a monte di Frassinoro emergono dai terreni argillosi il Sasso Piccolo e il Sasso Grosso e, più in basso, il Sasso Rosso.

Il Complesso dei Cinghi è di dimensioni considerevoli (2,5 km nella sua estensione massima); nella parte basale dell'affioramento, in altre parole verso il Torrente Dragone, presenta strutture a cuscini (pillow lavas) molto ben conservate e spettacolari, che sono tipiche di lave solidificate in presenza d'acqua e quindi delle vulcaniti dei fondi oceanici attuali e del passato. A seguito della contrazione per raffreddamento, si sono sviluppati nei pillows di Boccasuolo due sistemi di fessurazioni, uno radiale e uno concentrico, che s'intersecano conferendo alla roccia una facile disgregabilità. Interposte tra i pillows sono presenti le ialoclastiti, vale a dire breccie magmatiche costituite da piccoli frammenti di vetro vulcanico di colore verdastro, formatesi in seguito al brusco raffreddamento del magma a contatto con l'acqua del mare (fenomeno di autoclastesi). I frammenti sono poi stati cementati da nuova lava penetrata tra le fratture della crosta dei pillows. All'osservazione microscopica i clasti non appaiono più costituiti da vetro, ma da minerali secondari cioè posteriori al processo magmatico, che ne hanno occupato il posto, soprattutto clorite che impartisce la caratteristica colorazione verde alle ialoclastiti. Frequenti sono le varioliti, masserelle sferoidali di varia dimensione, originariamente vetrose, concentrate sulle superfici esterne dei pillows, legate al rapido raffreddamento, a contatto con l'acqua del mare, delle "gocce" di magma fuoriuscito dalle pareti dei pillows. Queste varioliti sono una caratteristica comune alle lave dei fondi oceanici attuali e del passato.

Al microscopio i basalti appaiono arborescenti, cioè i minerali che li costituiscono sono aggregati in strutture “a cavolfiore”. I minerali magmatici sono presenti come relitti; sono rappresentati da raro clinopirosseno e ancor più raro spinello di Cromo, di composizione confrontabile con quella degli spinelli di basalti ofiolitici e di basalti dei fondi oceanici attuali. A seguito di trasformazioni metamorfiche avvenute, nella crosta oceanica, a bassa temperatura e in presenza d’acqua (metamorfismo oceanico) i minerali magmatici sono stati sostituiti da minerali secondari e in particolare da: albite, clorite, titanite, ossidi di Ferro, epidoti, in particolare pistacite, carbonati, datolite (datolite di Toggiano), prehnite, laumontite, quarzo in vene e druse, e baritina. Questo tipo di metamorfismo avviene anche nella crosta degli oceani attuali, costituendo un ulteriore elemento di similitudine tra gli oceani attuali e quelli del passato.

Il processo metamorfico è noto anche con il termine “spilitizzazione” e quindi i basalti ofiolitici, che normalmente lo presentano in maggiore o minore misura, sono genericamente definiti spiliti.

Nei Cinghi di Boccasuolo si rinvengono mineralizzazioni metallifere, di bassa termalità, a calcopirite, pirite, blenda. Esse furono oggetto di coltivazioni minerarie nei secoli passati. Durante la fase orogenica appenninica, i basalti vennero smembramenti e si ebbe la formazione di breccie, che, nei Cinghi di Boccasuolo sono molto abbondanti e di tipo monogenico, in pratica composte da un unico tipo litologico (basalto spilitizzato).

L'affioramento di Boccasuolo è d’interesse in quanto costituisce il principale corpo basaltico in territorio modenese. Esso rappresenta un frammento dei basalti che formavano la crosta della Tetide, poi smembrata a seguito di fenomeni orogenetici; le loro caratteristiche macroscopiche sono ben conservate nell'affioramento di Boccasuolo. I basalti con queste caratteristiche sono poco comuni nell'Appennino settentrionale; essi furono generati per fusione parziale di un mantello arricchito in elementi fusibili, analogo a quello rappresentato dalle peridotiti serpentinizzate di Varana, Sassomorello e Pompeano.

L'affioramento di Cinghio del Corvo, con la sua mole, circondata da ripide scarpate, emerge dai circostanti terreni argillosi, a morfologia più dolce. La base del dirupo è lambita dal Fosso del Frolaretto, non lontano dalla strada che conduce a Boccasuolo. Esso è costituito da serpentinite massiccia, di colore variabile dal verde cupo al nero, che presenta una pasta microcristallina irrisolvibile ad occhio nudo, entro la quale risaltano cristalli più grossi con buona sfaldabilità e lucentezza, riferibili a serpentino di tipo bastite, derivato per trasformazione dai pirosseni. Sono presenti anche litologie di colore verde e percorse da un reticolato di piccole vene nere, di magnetite, note con il nome di ranocchiaie. Localmente si osservano vene di carbonati che cementano frammenti di serpentiniti, generando varietà litologiche note con il nome di oficalci. La massa serpentinitica è smembrata in blocchi di varia dimensione, non cementati, che rovinano a valle generando caratteristiche pietraie. L'osservazione microscopica evidenzia uno stato di profonda trasformazione per le rocce di Cinghio del Corvo, nelle quali l'originario pirosseno è stato sostituito da serpentino antigorite con la caratteristica tessitura a maglie.

Dopo la serpentinnizzazione, la roccia, probabilmente ancora in ambiente oceanico, ha subito una prima fratturazione con cementazione da parte di serpentino e di carbonati in vene (ranocchiaie); una successiva fratturazione, verificatasi durante i movimenti orogenetici che hanno portato alla chiusura del bacino della Tetide e alla messa in posto sul continente (obduzione) della crosta oceanica, ha smembrato la serpentinite in blocchi di varia dimensione. Questa deformazione non è stata accompagnata da circolazione di soluzioni acquose e i blocchi, non cementati, vanno soggetti a facili spostamenti gravitativi.

La serpentinite di Cinghio del Corvo può essere considerata come un frammento di materiale di mantello superiore che costituì la possibile sorgente per i magmi basaltici del modenese assimilabili a quelli dei fondi oceanici attuali. A differenza della serpentinite di Vesale, analoga per composizione, Cinghio del Corvo presenta una tettonizzazione meno spinta, che non è compatibile con un suo coinvolgimento lungo una faglia della crosta oceanica, come ipotizzato per la massa di Vesale.



Sassomorello

1351_Sassomorello

L'affioramento di Sassomorello (650 m di dimensione massima) è situato presso l'omonimo abitato, lungo il Torrente Rossenna, in comune di Serramazzoni. Esso è delimitato da nette scarpate e risulta emergere dal paesaggio argilloso circostante (Complessi di base s.l.), poiché molto più resistente all'erosione meteorica.

Sulla sua sommità, un tempo occupata da un castello già distrutto nel 1337, sorgono la chiesa, una torre ed il palazzo Cesis. La base dei massi è circondata da boscaglia; le associazioni arboree che ricoprono più frequentemente il substrato in questa zona sono le querce (*Quercus pubescens*), gli aceri (*Acer monspessulanum*) e i frassini (*Fraxinus ornus*). L'affioramento è costituito da breccie con frammenti di dimensione variabile a composizione serpentinitica. Localmente sono presenti rari clasti a composizione "gabbrica".

La serpentinite ha strette analogie strutturali e di composizione con quella di Varana e di Pompeano. Anche a Sassomorello la serpentinite è di colore variabile dal verde cupo al nero e si presenta macroscopicamente come una massa compatta irrisolvibile nella quale spiccano minerali di dimensioni maggiori, ben sfaldabili e brillanti, riferibili prevalentemente a serpentino di tipo bastite. È foliata, e cioè presenta strutture planari, dovute a deformazioni plastiche avvenute a livello di mantello superiore, e che sono caratteristiche delle peridotiti di ambiente ofiolitico (peridotiti tettoniche).

La serpentinnizzazione, come evidenzia l'osservazione microscopica, ha agito con intensità variabile sulle rocce peridotitiche di partenza e ha provocato la scomparsa dei minerali magmatici, con l'eccezione dello spinello di cromo che resiste alla trasformazione metamorfica, e alla loro sostituzione da parte di serpentino antigoritico con struttura a maglie, che occupa il posto dell'olivina, e di bastite, che sostituisce l'ortopirosseno; magnetite in minute granulazioni è lo spinello che si forma contemporaneamente al serpentino. Nella maggior parte dei casi, però, la serpentinnizzazione è parziale e in queste rocce, accanto ai minerali metamorfici, sono presenti relitti dei minerali magmatici della peridotite originaria.

Una peculiarità dell'affioramento di Sassomorello, che non si riscontra a Varana e a Pompeano, è rappresentata dai clasti di roccia "gabbrica" prima ricordati, presenti nella zona di crinale poco distante dalla chiesa. Sono rocce con grana molto minuta, scure ma con leggera punteggiatura chiara dovuta alla componente plagioclasica, estremamente tenaci alla rottura e scheggiose. Presentano una marcata foliazione, cioè discontinuità planare dovuta all'alternanza fitta di litologie differenti.

Successivamente alla serpentinnizzazione, la roccia è stata attraversata da soluzioni acquose di bassa temperatura, ricche in CO₂, che hanno depositato carbonati in vene che descrivono un fitto reticolato e che cementano e in parte sostituiscono i frammenti di serpentinite, generando rocce note con il nome di "oficalci" o "idrotermaliti"; esempi di questo tipo litologico possono essere osservati in prossimità della chiesa.



Dopo l'evento idrotermale, la serpentinite ha subito la profonda tettonizzazione, che attualmente osserviamo nell'affioramento e che si verificò durante l'orogenesi appenninica che portò alla scomparsa del bacino della Tetide e alla traslazione sul continente (obduzione) delle rocce della crosta tetidea, che sfuggirono alla subduzione.

La serpentinite di Sassomorello può essere considerata come un frammento del materiale di mantello superiore che, per fusione parziale, generò i magmi basaltici del modenese. Questo frammento rappresenta un testimone importante della storia evolutiva del mantello "tetideo", in quanto "registra" informazioni sui diversi processi che lo hanno interessato dall'originaria posizione nel mantello superiore fino alla sua attuale giacitura.

Pieghe e mesofaglie entro la Formazione di Monghidoro lungo l'alveo del T. Dragone nei dintorni di Cà Tonelli

1340_CaTonelli

Nell'alveo del T. Dragone, nei dintorni di Ca' Tonelli, a sud-est di Montefiorino si può osservare una serie di affioramenti di rocce sedimentarie stratificate arenitiche, carbonatiche e pelitiche, interessate da deformazioni tettoniche di varia natura. Lungo l'alveo del T. Dragone e in parte sulla sponda sinistra è esposta, infatti, per una distanza totale di circa 50 metri, una successione di strati rovesciati, appartenenti alla Formazione di Monghidoro. Questa è rappresentata in prevalenza da alternanze torbiditiche arenaceo-pelitiche, con strati da molto spessi a sottilissimi, con basi da medie a fini e raramente più grossolane, che passano ad areniti finissime, laminate (lamine convolute, ondulate e piano-parallele), e a peliti nerastre, fogliettate. A luoghi compaiono anche strati carbonatici finemente detritici e marnosi di limitato spessore.

Nell'affioramento la formazione è interessata da una serie di mesopieghe mediamente aperte, che presentano due sistemi con assi sub-ortogonali. Il primo sistema presenta antiforni e sinformi, a volte rovesciate, con assi orientati circa N 140° (nord-ovest sud-est), con cerniere ben visibili sui tagli paralleli al corso d'acqua; il secondo, meno rappresentato, presenta assi orientati circa N 40° ed è principalmente osservabile su di una cerniera di antiforme, parallela al corso d'acqua. Sono presenti anche mesofaglie con apparenti rigetti inversi, in qualche caso connessi con il sistema di pieghe ad asse antiappenninico.

L'affioramento, di accesso relativamente facile, costituisce un buon esempio delle deformazioni e delle strutture tettoniche che possono interessare i Flysch ad Elmintoidi liguri. Particolarmente interessante la presenza di pieghe con assi subortogonali.

La Vanga del Diavolo

1331_VangaDiavolo

La vasta zolla calcarea di Serramazzoni costituisce un'unità morfologica nettamente differenziata e rilevata rispetto a quelle circostanti. Si presenta come un rilievo piatto, a pianta sub poligonale, costituito da rocce calcareo-arenacee, a comportamento rigido (Flysch di Monte Cassio) e intorno circondato da formazioni poco resistenti e degradabili, a comportamento plastico. Il margine della placca è costituito da ripidi pendii e scarpate, che risaltano sui versanti poco acclivi sottostanti, modellati su formazioni prevalentemente argillose. All'interno della zolla si osserva, invece, una superficie sub-pianeggiante, caratterizzata da un reticolo di drenaggio poco evoluto, centripeto. Questa forma è condizionata dalla struttura della placca, i cui strati formano, nell'insieme, un ampio sinclinorio, peraltro interessato da alcuni sistemi di faglie.

La struttura d'insieme è osservabile anche a notevole distanza, ad esempio dall'oratorio di S. Rocco (Montese), sul versante destro della valle del Panaro. Le migliori visioni della struttura e degli affioramenti del flysch si hanno a sud di Serramazzoni, come ad esempio da Roncovechio presso Pompeano o dalla strada comunale che da San Pellegrinetto scende verso la valle del T. Rossenna. Da queste ultime località si osserva una spettacolare successione di strati in corrispondenza della cosiddetta Vanga del Diavolo, che la fantasia popolare immagina attribuita ai sortilegi del Maligno, volendo quasi sottolineare questa peculiarità morfologica, connessa ad un processo erosivo e morfoselettivo.

La Vanga del Diavolo permette di osservare, con le sue ottime esposizioni, la parte basale del Flysch di M. Cassio. Queste rocce si sono formate oltre 60 milioni di anni fa in un antico oceano profondo oltre 4-5 km, situato nella posizione attualmente occupata dal Mar Ligure. L'accumulo di questi sedimenti in un oceano profondo è stato provocato da una serie di frane sottomarine, innescate da eventi sismici.

Il Flysch di M. Cassio appartiene ai Flysch ad Elmintoidi del Dominio ligure ed è di età cretacea superiore (Maastrichtiano). La successione è costituita da una regolare alternanza di strati torbiditici ed emipelagici; le facies torbiditiche sono interpretate come piana di bacino, posta al di sotto del limite di compensazione dei carbonati. La successione è a composizione mista carbonatico-silicoclastica. Gli strati silicoclastici sono generalmente di spessore modesto, da centimetrico e decimetrico. A questi strati se ne alternano, in modo ritmico, altri molto potenti, i quali, per caratteri quali geometria, spessore ed estensione laterale, sono stati interpretati come megatorbiditi. Questi strati sono rappresentati da una coppia arenaria/pelite calcarea (marna o calcilutite) in cui l'intervallo pelitico è prevalente. Gli spessori sono generalmente metrici. Questi megastrati rappresentano il prodotto (sismotorbiditi) di eventi sismici di particolare magnitudo. Il materiale coinvolto è rappresentato da fanghi biogenici a coccoliti e foraminiferi planctonici, provenienti da aree all'interno dello stesso bacino di sedimentazione (piattaforme esterne, alti pelagici) e da detrito proveniente da aree emerse.



Madonna del Calvario

1330_MadonnaCalvario

Sul lato destro della strada statale n° 486 per il Passo delle Radici, fra le frazioni di Lago e di "Sasso", in corrispondenza del Santuario "Madonna del Calvario", è ben esposta una formazione rocciosa stratificata, nella quale si alternano strati molto potenti di colore chiaro, di natura calcarea, e strati di colore grigio scuro di natura arenacea e argillosa. Queste rocce si sono formate oltre 60 milioni di anni fa in un antico oceano profondo oltre 4-5 km, situato nella posizione attualmente occupata dal Mar Ligure. L'accumulo di questi sedimenti in un oceano profondo è stato determinato da una serie di frane sottomarine innescate da eventi sismici.

La successione, affiorante per uno spessore di una cinquantina di metri, è riconducibile alla parte sommitale della Formazione di M. Venere. Si tratta di una formazione appartenente ai Flysch ad Elmintoidi del Dominio ligure, di età Cretaceo superiore. La successione è di tipo torbiditico di piana di bacino, deposta in un bacino profondo, al di sotto del limite di compensazione dei carbonati. La composizione è mista carbonatico-silicoclastica; la stratificazione è piano-parallela. La formazione è qui costituita dall'alternanza di diversi tipi di strati torbiditici (arenacei silicoclastici, carbonatici e misti) e da sottili strati di peliti nerastre prive di carbonato di calcio di deposizione emipelagica. Gli strati arenacei silicoclastici hanno spessori centimetrici o decimetrici e solo raramente superano il metro. Sono costituiti da una porzione basale arenitica, a granulometria da media a fine, e da un sovrastante intervallo pelitico, di colore scuro e con quantità discrete di carbonato di calcio. Gli strati corrispondono a sequenze di Bouma generalmente incomplete, tronche inferiormente, di tipo Tc/e e Tb-c/e. L'intervallo gradato è presente solo in rari casi. Le ripetizioni di alcuni intervalli tipo Tb-c/b-c/e sono frequenti. Gli strati carbonatici sono costituiti da calcilutiti e marne di colore chiaro, sono privi di strutture intrastratali e presentano spessori da decimetrico a metrico; sfumano al tetto in un sottile intervallo pelitico centimetrico. Gli strati misti sono costituiti da un intervallo basale arenitico, che passa verso l'alto ad un potente intervallo carbonatico marnoso, di spessore metrico. Gli strati carbonatici e misti si alternano in modo ritmico ai sottili strati arenacei. La successione, pertanto, risulta costituita da due diversi tipi di materiale con provenienze distinte. Sorgenti intrabacinali (piattaforme e/o alti pelagici) hanno fornito i fanghi biogenici che costituiscono gli strati carbonatici: essi sono stati formati da organismi planctonici e spicole di spugne. Gli strati arenitici, a composizione nettamente arcossica, sono invece riconducibili a sorgenti terrigene, probabilmente da un basamento cristallino ad affinità sardo-corsa.



Lungo la strada provinciale n° 20 che conduce da Montegibbio all'abitato di Montebaranzone, all'altezza del bivio per Cervarola Bianca, sono visibili in direzione ovest morfologie calanchive, dove affiorano unità della Formazione del Termina (Successione epiligure). Il sito riveste importanza dal punto di vista geologico (stratigrafia del passaggio Serravalliano - Tortoniano e visione dei rapporti fra le principali unità), sedimentologico (presenza di depositi da colate sottomarine), ed anche paleontologico (comunità chemiosintetiche e località fossilifere). L'affioramento è raggiungibile seguendo la carrareccia che si diparte sul lato destro della strada per Cervarola Bianca, in direzione nord. Dalla base dell'affioramento verso l'alto sono distinguibili:

- 1) Peliti marnose, talvolta sabbiose a stratificazione non sempre ben definita, di colore grigio chiaro se alterate, spesso ricche in macrofossili. Le peliti contengono al loro interno lenti di marne calcaree ricche di modelli interni di lucinidi, e di altri bivalvi e gasteropodi. Il passaggio fra le lenti calcaree e le peliti marnose avviene in maniera molto graduale con varie interdigitazioni. I lucinidi sono disposti a nidi, con le valve riunite e spesso in posizione di vita. Nella parte alta delle marne, compaiono livelli discontinui di arenarie alternate a marne sabbiose fossilifere. La base delle arenarie è costituita da clasti argillosi e da tritume conchigliare, con fossili rimaneggiati, ma spesso in buono stato di conservazione, tanto da essere stati studiati fin dalla seconda metà del sec. XIX. Sono state riconosciute complessivamente oltre un centinaio di specie (gasteropodi, bivalvi, scafopodi, ostracodi, briozoi, coralli). Tali livelli risedimentati (si tratta forse di depositi legati ad onde di tempesta) marcano il limite Serravalliano - Tortoniano e probabilmente separano i sedimenti depositi in ambiente di piattaforma esterna - scarpata delle chemioerme a lucinidi, da quelli di ambiente di paleodelta-scarpata, della soprastante successione arenacea (Membro di Montebaranzone - età Tortoniano).
- 2) Arenarie giallastre più grossolane (Membro di Montebaranzone), in strati in genere poco cementati, da medio-sottili a spessi, con alla base talvolta livelli di tritume conchigliare e più raramente brecce argillose. Tali arenarie, nell'area di Montebaranzone, sono incluse come corpi lentiformi (depositi canalizzati) nelle citate marne.
- 3) Brecce a matrice argillosa (Membro di Montardone) contenenti clasti da pochi millimetri a decametrici a prevalente provenienza dai Complessi di base liguri cretacei dei Flysch ad Elmintoidi: si tratta di frane sottomarine (olistostromi) messe in posto con meccanismi tipo colate di fango e detrito. Nell'area di Montebaranzone compaiono in due caratteristici orizzonti, uno sottostante e l'altro successivo al corpo arenaceo di Montebaranzone, interrompendo temporaneamente la sedimentazione pelitica ed arenacea. Localmente sono anticipate da colate di detrito e brecce poligeniche con bivalvi.



Lungo la Val Dragone, all'altezza del nucleo rurale di Pratonuovo e a ridosso di una briglia, sono presenti due piccoli, ma significativi, affioramenti di Argille a Palombini, ubicati sulle rive del torrente, rispettivamente destra e sinistra. In entrambi le Argille a Palombini affiorano con strati lateralmente continui in pacchi stratigraficamente ordinati. L'affioramento sulla sponda destra del T. Dragone è formato da strati diritti di calcilutiti di colore grigio scuro, giallo-biancastre se alterate, spesse da 25 a 40 cm, internamente omogenee o con qualche raro accenno di laminazione, alternate a pacchi di pelite nerastra molto fissile. Intercalate alla pelite, vi sono numerosi sottili strati di spessore centimetrico di siltiti torbiditiche con base a lamine parallele e oblique, in contatto netto con le calcilutiti ed interessate da un clivaggio (sottile laminazione) spaziato. La potenza totale dell'affioramento è di circa 3-4 m per un'estensione laterale di una decina di metri.

Le calcilutiti presentano delle sottili vene millimetriche di calcite a mosaico, spaziate alla scala dei centimetri, a diversa direzione e subperpendicolari alla stratificazione; formano delle famiglie che in sezione trasversale si incrociano con angoli acuti. La stratificazione ha un assetto di $150^{\circ}/20^{\circ}$. La presenza di un clivaggio spaziato ad assetto $140^{\circ}/50^{\circ}$ a basso angolo rispetto alla stratificazione, per intersezione con quest'ultima, origina nella pelite una caratteristica suddivisione a "matita".

Sono presenti due famiglie principali di fratture; su alcune di queste superfici sono presenti accrescimenti di calcite spatica, generalmente a "dente di cane", indicative di una cristallizzazione libera in una frattura d'estensione, mentre su altre sono presenti accrescimenti di calcite fibrosa (con fibre parallele alle superfici di stratificazione) ordinate in gradini ed indicative di fratture generate da movimenti di taglio. Si osservano, inoltre, vene di calcite fibrosa, di spessore variabile da qualche millimetro fino a 5 mm, parallele alla stratificazione. All'interno della pelite, vi sono anche vene millimetriche trasversali di calcite fibrosa, con fibre parallele alla stratificazione e ortogonali alle pareti della vena. Queste vene sono tagliate da un clivaggio ad alto angolo rispetto alle pareti della vena stessa e sub-parallelo alla fissilità, così da originare piccole "matite" con assetto $110^{\circ}/20^{\circ}$. L'affioramento di Argille a Palombini, in sinistra torrente, è formato da strati decimetrici di calcilutiti, separati da letti di modestissimo spessore di pelite nerastra (spessore massimo 10 cm). Gli strati disegnano strette pieghe, coricate ed a cerniera acuta. Sono presenti due tipi di vene di calcite, sia parallele che perpendicolari alla stratificazione.



Arenarie di Gova presso Macognano

1299_gova_macognano

Si tratta di un affioramento pluriettometrico di rocce sedimentarie prevalentemente arenitiche stratificate di colore d'insieme piuttosto scuro. L'affioramento principale si sviluppa lungo l'alveo e le scarpate ed è costituito da torbiditi in strati spessi con grana grossolana alla base e intervalli pelitici in genere ridotti. La litofacies rappresenta dal punto di vista paleoambientale una il riempimento di una avanfossa attraverso torbide di elevato volume e carico. Analisi sulle areniti hanno mostrato una provenienza principale da un basamento continentale con un piccolo contributo da coperture sedimentarie carbonatiche. L'età di queste arenarie che non mostrano in alcun punto nè la base nè il tetto stratigrafico, è Langhiana inferiore (Parte bassa del Miocene medio). Esse vengono considerate, dal punto di vista regionale, come una unità litostratigrafica di incerta attribuzione: o di pertinenza toscana (Cervarola) o umbro-marchigiano-romagnola (Marnoso-Arenacea).

Lungo tutto il ciglio della scarpata subverticale le Arenarie di Gova sono sovrastate dai terreni dell'Unità tettonica Sestola-Vidiciatico o Ventasso, principalmente rappresentata da marne ed argilliti (Formazioni di Marmoreto e Fiumalbo) e da terreni caotici (Complesso argilloso-calcareo e brecce poligeniche). Tale contatto tettonico (thrust o sovrascorrimento) sale via via di quota a partire da sud verso nord e determina in alcuni punti, negli ultimi metri delle arenarie, una uncinatura degli strati e lo sviluppo di una scistosità diffusa. Indicatori di movimento sulla superficie tettonica e la geometria dei piegamenti indicano un trasporto tettonico dell'unità sovrastante verso NE. Complessivamente poi sia le arenarie che la superficie tettonica che le limita sono blandamente piegate in una antiforme tardiva ad asse di direzione N80 con un plunge di 10-12° verso E.

La sezione naturale esposta risulta particolarmente significativa poichè l'unica in cui è possibile osservare questa litofacies che presenta differenze significative con quelle dell'area tipo delle Arenarie di M. Cervarola. Di un certo interesse sono anche le strutture plicative nella parte superiore dell'affioramento come esempio di pieghe di trascinamento legate allo sviluppo di un sovrascorrimento di importanza regionale.



Si tratta di un affioramento di estensione ettometrica, anche se non continuo, di rocce sedimentarie stratificate arenitiche, carbonatiche e pelitiche.

Nell'area a SW di Prignano affiora un tratto del fianco diritto della struttura della Val Rossenna che presenta una sorta di piega secondaria (anticlinale asimmetrica) ad asse grossomodo antiappenninico (SW-NE) debolmente immergente verso NW e fianco occidentale più inclinato. La successione in esame misura circa 450 metri di spessore ed interessa la parte sommitale della Formazione di Monte Venere caratterizzata da alcune megatorbiditi miste di notevole spessore (oltre 10 m). In corrispondenza della megatorbidite superiore è stato posto il limite con la sovrastante Formazione di Monghidoro. La presenza di Nanofossili Calcarei permette di attribuire la Formazione di Monte Venere al Maastrichtiano.

In corrispondenza di questo affioramento, particolarmente interessante per la macrostruttura e per la tipologia della successione stratigrafica caratterizzata dalla presenza ritmica di megatorbiditi carbonatiche, sono stati misurati e campionati numerosi strati per ricerche di carattere biostratigrafico.



Le Argille varicolori di Cassio: contatto tettonico con le Breccie argillose della Val Tiepido–Canossa nelle cave Alevara 1290_CaveAlevara

Il geotopo corrisponde ad un affioramento di estensione pluridecаметrica di rocce a dominante argillosa, stratificate e interessate da deformazioni tettoniche. Sul fronte di una cava per materiali ceramici, attualmente non attiva, sono esposti litotipi caratteristici della formazione delle Argille varicolori di Cassio. L'affioramento è particolarmente significativo, perché, al contrario di quello che si osserva normalmente, la formazione mostra conservata, per tratti piuttosto estesi, l'originaria stratificazione ed una serie di motivi plicativi alla scala metrica e decametrica.

Gli strati, generalmente sottili e sottilissimi, sono costituiti da argille di vario colore, prevalentemente rossastre, grigio-verdi, bluastre o nerastre; ad essi se ne intercalano altri di spessore centimetrico e decimetrico, costituiti da areniti chiare, fini e finissime, a tratti solo debolmente cementate. Sono, inoltre, presenti straterelli di siltiti marrone e di rare calcilutiti verdognole.

Le strutture plicative sono spesso disarmoniche e policlinali. In alcuni casi sono conservati solo le cerniere, senza poter ricostruire la geometria complessiva delle pieghe. Di particolare interesse sono anche alcuni contatti bruschi, di natura meccanica, ma privi in genere di indicatori cinematici; essi giustappongono porzioni di differente posizione stratigrafica e indicano, verosimilmente, che la deformazione, durante un certo stadio evolutivo, ha interessato litotipi non completamente litificati.

Sulla scorta di considerazioni a carattere regionale, si ritiene che la deformazione che ha interessato questa formazione sia imputabile a fasi tettoniche di età eocenica (Fase ligure). Nella parte occidentale del fronte di cava, una faglia subverticale mette a contatto le Argille varicolori di Cassio con la formazione epiligure delle Breccie argillose della Val Tiepido–Canossa, di età oligocenica. La faglia costituisce un tratto di un'importante linea tettonica post-messiniana ("Linea Alevara-Rodiano"), che decorre da ovest ad est lungo tutto il medio Appennino modenese, mettendo a contatto le formazioni liguri (a sud) con quelle epiliguri a nord nord-est.

