



UNIMORE

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI
MODENA E REGGIO EMILIA

Progetto Lauree Scientifiche
Scienze Geologiche

L'Ofiolite di Cà de Giannasi

*Itinerario geologico alla scoperta della litosfera oceanica
Compendio a 'Le Ofioliti del Modenese'*

Giovanardi Tommaso



INTRODUZIONE

Questa guida vuole essere una breve introduzione ad alcuni aspetti geologici caratteristici del territorio degli Appennini settentrionali del territorio dell'Emilia Romagna. Per fare questo sono stati presi in considerazione alcuni affioramenti in un'areale ristretto dove è possibile riconoscere diverse litologie e le loro caratteristiche senza dover dividere un possibile itinerario in più giorni e limitando gli spostamenti.

La guida di Cà de Giannasi si inserisce in un più ampio progetto di valorizzazione dei geositi dell'Emilia Romagna, e va considerato come un compendio alla guida 'Le Ofioliti del Modenese'.

L'affioramento è stato descritto in maniera dettagliata sia da un punto di vista geologico, sia per quel che riguarda l'accessibilità e come raggiungerlo, fornendo le coordinate geografiche direttamente da google maps. L'affioramento è descritto tramite un capitolo di 'Osservazione' delle rocce e delle strutture ed un capitolo di 'Interpretazione' sul significato e sui processi che hanno originato le caratteristiche osservate.

La prima parte della guida è dedicata invece agli approfondimenti, una serie di mini-capitoli che spiegano in maniera semplice i concetti di geologia che sono applicati in questa guida.

AVVERTENZA

I contenuti informativi presenti in queste pagine non forniscono indicazioni sulla sicurezza dei luoghi descritti o, in generale, sulla loro accessibilità in condizioni di sicurezza. Gli affioramenti qui descritti hanno valore geoscientifico e/o paesaggistico e sono spesso accessibili solo da una utenza esperta, adeguatamente attrezzata. La visita a questi luoghi deve avvenire rivolgendosi a guide escursionistiche abilitate e si consiglia pertanto di informarsi puntualmente prima di accedervi, consapevoli dei rischi cui ci si espone.

Gli autori di questa guida si sollevano al proposito da qualunque responsabilità.

INDICE

Itinerario	3
Approfondimenti	3
<i>Le Ofioliti</i>	3
<i>La composizione chimica delle rocce</i>	5
<i>La classificazione delle rocce magmatiche effusive</i>	6
<i>Le Ofioliti dell'Appennino Settentrionale</i>	7
<i>Formazione della Catena Appenninica Settentrionale</i>	8
<i>Le forme delle Ofioliti</i>	13
<i>Le strutture delle Ofioliti</i>	14
<i>La spilitizzazione o il metamorfismo di fondo oceanico.</i>	20
<i>Le Ofioliti dell'Appennino Modenese</i>	24
L'Ofiolite di Cà de Giannasi	25
<i>Accessibilità</i>	26
<i>Introduzione all'affioramento</i>	26
<i>Contesto geologico</i>	27
Blocco 1 – L'anfiteatro di cava	29
Osservazione	29
Interpretazione	34
Blocco 2 – L'idrotermalite	35
Osservazione	35
Interpretazione	36
Blocco 1 – La Dolerite ed il piano di faglia	39
Osservazione	39
Interpretazione	42
Bibliografia e sitografia	44

LE OFIOLITI

Le Ofioliti sono rocce di litosfera oceanica accrete durante i processi tettonici alla crosta continentale.

La litosfera oceanica è composta dalla crosta oceanica e dal mantello litosferico superficiale che rappresentano quindi i principali litotipi affioranti nelle Ofioliti (Fig. 1).

La crosta oceanica rappresenta la maggior parte della crosta della Terra, essendo presente al di sotto di tutti gli oceani. Si distingue dalla crosta continentale (che forma le aree emerse e parte della crosta al disotto dei mari vicino ai continenti) per spessore, composizione chimica e reologia. La crosta oceanica ha uno spessore limitato, con valori medi tra i 6-7 km. La sua struttura verticale può essere suddivisa in 4 unità principali:

1 - Sedimenti di fondale marino. Lo spessore di questo strato aumenta allontanandosi dalle dorsali oceaniche e dipende dall'età della crosta oceanica.

2 - Sequenza effusiva. Principalmente formata da basalti a pillow (zona sommitale) e basalti massivi (zona inferiore) eruttati durante la formazione della crosta lungo le dorsali oceaniche.

3 - Sheeted Dykes. Questa unità è dominata dalla presenza di filoni colonnari (sheeted dykes) che rappresentano gli antichi centri di alimentazione delle eruzioni dei basalti e in cui il magma in risalita è cristallizzato bloccando i condotti.

4 - Gabbro. Al di sotto della zona degli sheeted dykes si ha la presenza di rocce magmatiche intrusive derivate dalla cristallizzazione dei magmi basaltici all'interno della camera magmatica. La composizione tipica di queste rocce, formate principalmente da plagioclasio e pirosseni, è quella del gabbro, rocce definite femiche per il basso tenore in Si. Le strutture dei gabbri oceanici tendono ad essere massive nella parte superiore dell'unità e stratificate nella parte basale.

A queste unità crostali si aggiunge poi l'unità mantellica:

5 - Peridotite. La grande famiglia delle rocce peridotitiche è formata da rocce con bassissimi tenori in Si e alti tenori in Mg e Fe e sono comunemente definite come ultrafemiche. Queste rocce sono le principali costituenti del mantello litosferico terrestre (la parte più superficiale del mantello) ma possono formarsi anche all'interno delle camere magmatiche come dai primi processi di frazionamento del magma. All'interno della sequenza della crosta oceanica si ha la presenza prima di

peridotiti di camera magmatica (principalmente duniti, rocce ricche in olivina) e successivamente di peridotiti di mantello (harzburgiti e lherzoliti).

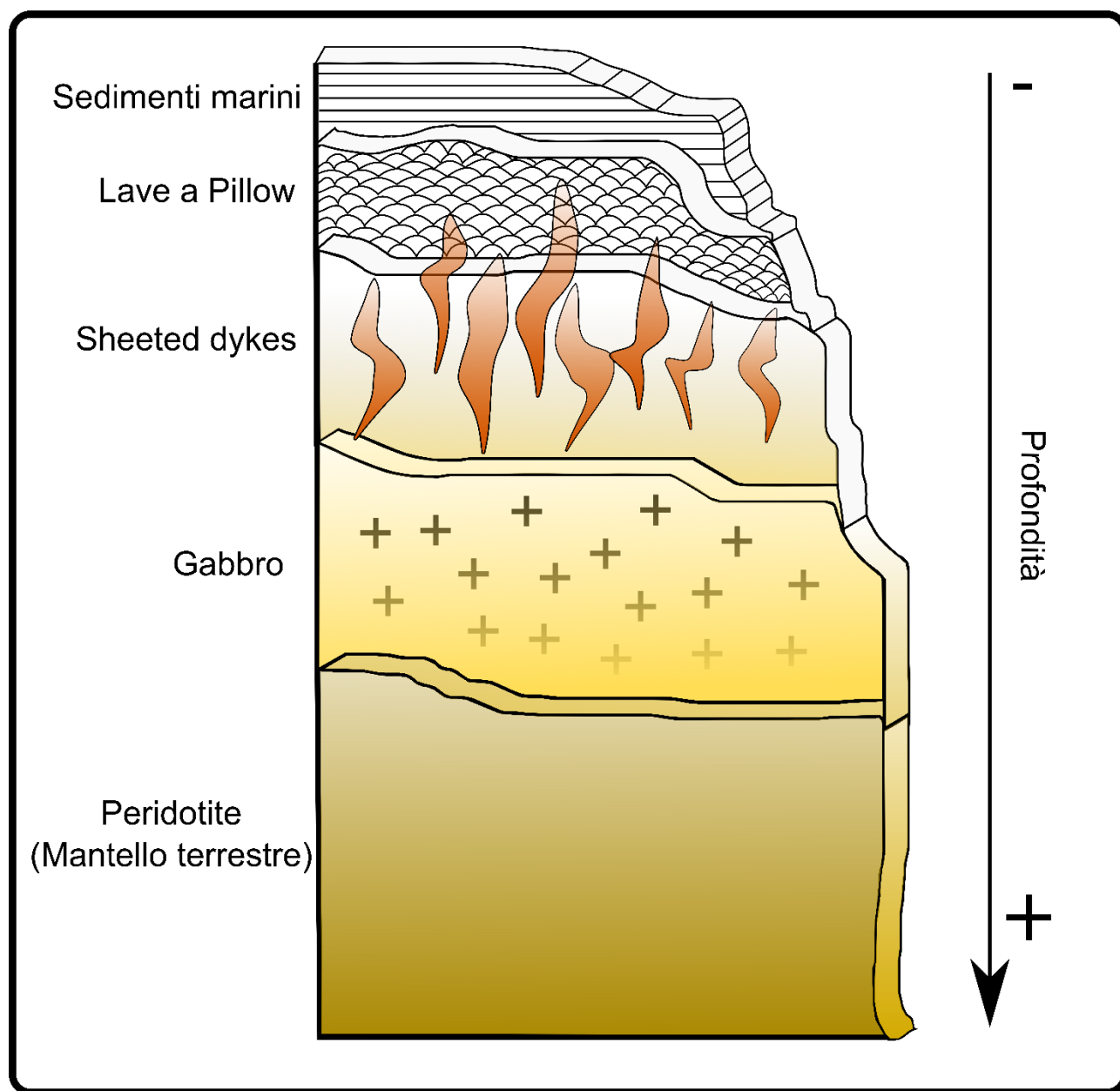


Fig. 1: struttura della litosfera oceanica.

La composizione chimica delle rocce

Con alcune eccezioni, la maggior parte delle rocce della crosta e del mantello terrestre è formata da minerali in cui i legami tra i diversi elementi sono regolati dall'O, che funziona come anione. L'O è infatti il principale costituente della crosta terrestre (il 46,6% in peso). Per questo motivo le analisi chimiche delle rocce sono espresse in ossidi. Oltre all'O, i principali elementi costituenti la crosta terrestre sono Si, Al, Ca, Mg, Na, Fe, K, H, Ti e P. In Tabella 1 sono riportate alcune analisi chimiche stimate per la composizione della crosta e del mantello terrestre e dei più abbondanti tipi di rocce.

wt.%	Crosta terrestre	Crosta continentale	Crosta oceanica	Mantello terrestre	Basalto
SiO ₂	59.71	61.97	50.07	48.2	49.97
TiO ₂	0.60	0.75	1.30	0.15	1.87
Al ₂ O ₃	15.41	15.62	16.38	3.5	15.99
Fe ₂ O ₃	2.63	2.55	2.76		3.85
FeO	3.52	3.88	6.32	8.1	7.24
MnO		0.14	0.22	0.5	0.20
MgO	4.36	3.15	7.12	34.0	6.84
CaO	4.90	5.67	12.56	3.3	9.62
Na ₂ O	3.55	3.08	2.66	1.6	2.96
K ₂ O	2.80	2.94	0.48	0.15	1.12
P ₂ O ₅	0.22	0.25	0.13		0.35

La classificazione delle rocce effusive.

Le rocce magmatiche effusive vengono classificate sulla base della loro composizione chimica. In particolare vengono usati due parametri: il contenuto in Si e la somma del contenuto di Na e K, entrambi espressi in ossidi (SiO_2 e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) ed in percentuale sulla composizione chimica totale della roccia. La composizione delle rocce viene poi inserita in un diagramma denominato TAS (Total Alkali vs Silica, Fig. 2) che ne permette la classificazione. Sulla base del contenuto in Si si possono distinguere rocce ultrabasiche ($\text{SiO}_2 < 45\%$), basiche ($45\% < \text{SiO}_2 < 52\%$), intermedie ($52\% < \text{SiO}_2 < 63\%$) e acide ($\text{SiO}_2 > 63\%$). Sulla base del rapporto $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$ le rocce possono appartenere a tre serie differenti: subalcaline, alcaline e fortemente alcaline. Le rocce della serie alcaline assumono poi nomi diversi a seconda del contenuto relativo di Na e K.

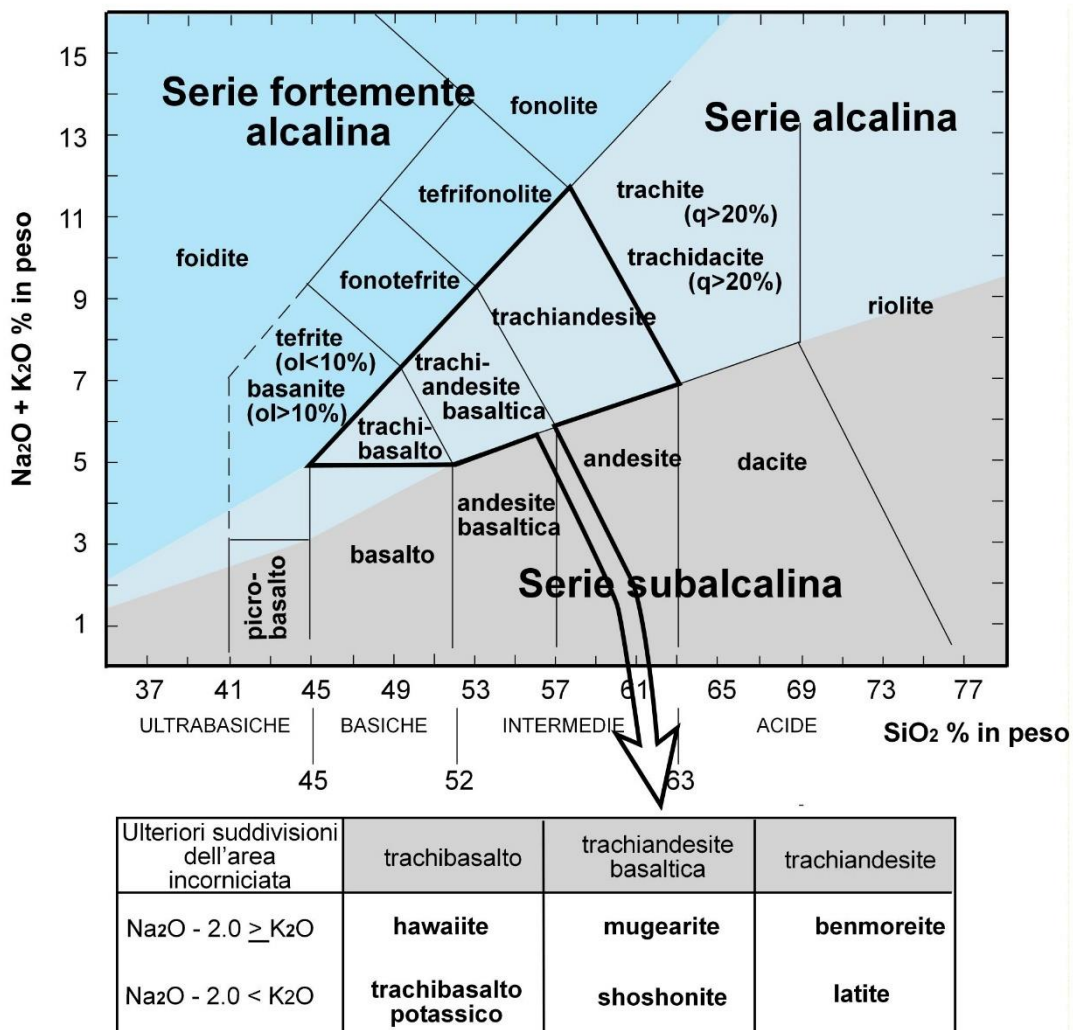


Fig. 2: classificazione TAS delle rocce magmatiche effusive.

LE OFIOLITI DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

Corpi ofiolitici sono presenti nell'Appennino settentrionale principalmente nella zona settentrionale-occidentale (e.g. Liguria) e tendono a diminuire in numero e dimensioni lungo l'arco appenninico settentrionale da Ovest ad Est. All'interno del territorio modenese gli affioramenti ofiolitici sono di piccole dimensioni (pochi metri/decine di metri), ma ritrovamenti recenti ne stanno aumentando il numero. Le Ofioliti sono tra le più antiche rocce affioranti nell'Appennino settentrionale, risalenti al Giurassico (200-150 milioni di anni fa) quando si è iniziato a formare un antico mare (poi chiusosi) che divideva la placca africana da quella europea: l'Oceano Ligure-Piemontese (una diramazione del più grande oceano della Neo-Tetide).

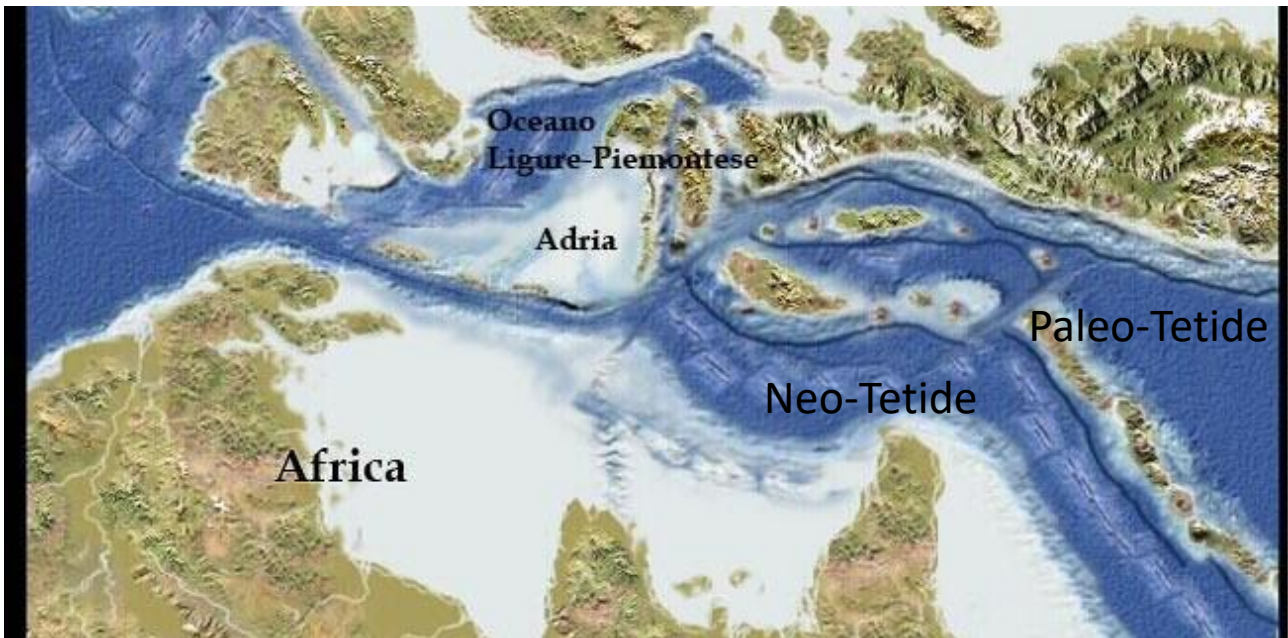


Fig. 3: posizione dell'Oceano Ligure-Piemontese durante il Giurassico

La formazione dell'Oceano Ligure-Piemontese è iniziata con una fase di rift a circa 180 Ma in seguito al breakup del supercontinente Gondwana. La fase di rift ha seguito una lunga fase estensionale durante il Triassico in seguito al collasso della Catena Varisica e la fine dell'Orogenesi Ercinica (380-280 Ma). L'estensione e la formazione dell'Oceano Ligure-Piemontese sono tuttora oggetto di studi.

Le Ofioliti all'interno dell'Appennino modenese si trovano all'interno delle Unità Liguri Interne, formate dalla componente sedimentaria dell'Oceano Ligure-Piemontese e da frammenti della litosfera oceanica ed in particolare nella Formazione delle Argille a Palombini.

Questa formazione è costituita da argilliti siltose grigio scure e grigio-azzurrognole intercalate a calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio-verdi in strati da medi a spessi, talora a base arenitica

media, pervasivamente fratturate. Localmente possono essere presenti intercalazioni di calcari marnosi grigi e verdi in strati spessi ed alternanze torbiditiche costituite da siltiti ed arenarie fini in strati molto sottili e sottili di colore grigio scuro e calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. La formazione delle Argille a Palombini ha un'età compresa tra il Berriasiano ed il Turoniano, due piani della scala dei tempi geologica appartenenti al Cretacico, tra 145 e 89,8 Ma.

FORMAZIONE DELLA CATENA APPENNINICA SETTENTRIONALE

La catena appenninica settentrionale si è formata in seguito alla collisione della placca Adria con la placca Europea (Fig. 4).

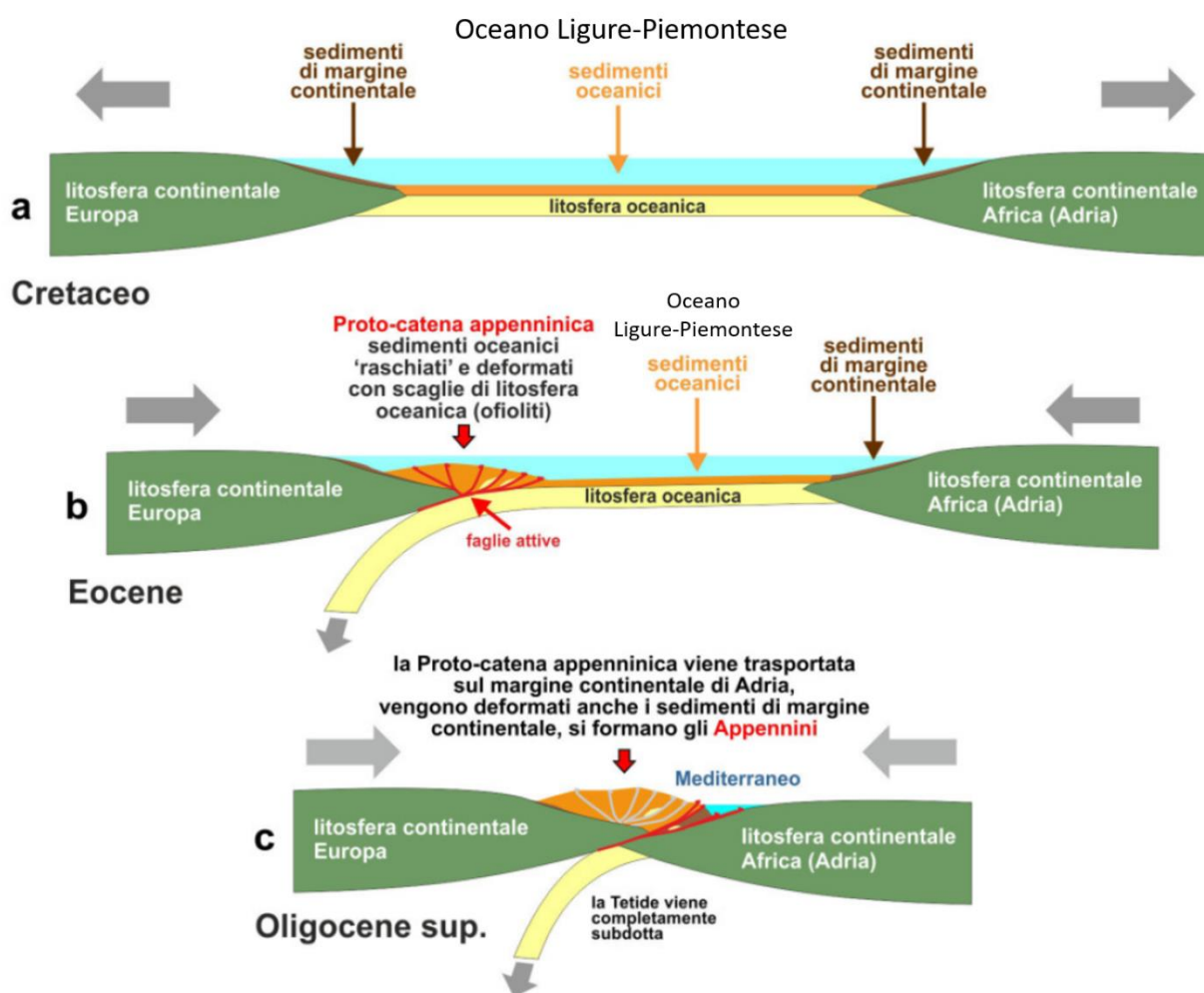


Fig. 4: Fasi di formazione della catena appenninica: a) nel Cretaceo superiore (circa 80 milioni di anni fa) l'Oceano Ligure-Piemontese separava ancora la placca continentale euroasiatica da quella africana; b) nel corso dell'Eocene (da 56 a 34 milioni di anni fa) la convergenza fra le due placche comprime i sedimenti sul fondo dell'Oceano Ligure-Piemontese Tetide, portando alla formazione

della proto-catena appenninica; c) nell'Oligocene superiore (circa 25 milioni di anni fa) il perdurare delle dinamiche compressive porta al sovrascorrimento delle due placche e all'innalzamento del nucleo principale degli Appennini.

A partire da circa 80 e fino a circa 40 milioni di anni fa (Cretaceo superiore / Eocene superiore) queste dinamiche avevano portato alla progressiva chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese. La chiusura era avvenuta grazie alla subduzione (sottoscorrimento) della litosfera oceanica dell'Oceano Ligure-Piemontese al di sotto di Adria. Parte dei sedimenti oceanici appartenenti all'Oceano Ligure-Piemontese e alcune scaglie della litosfera oceanica (le Ofioliti) erano stati conseguentemente 'raschiati' ed impilati a formare il nucleo più antico della dorsale appenninica, una sorta di paleocatena che tuttavia continuava a mantenersi in larga misura sommersa (Fig. 4).

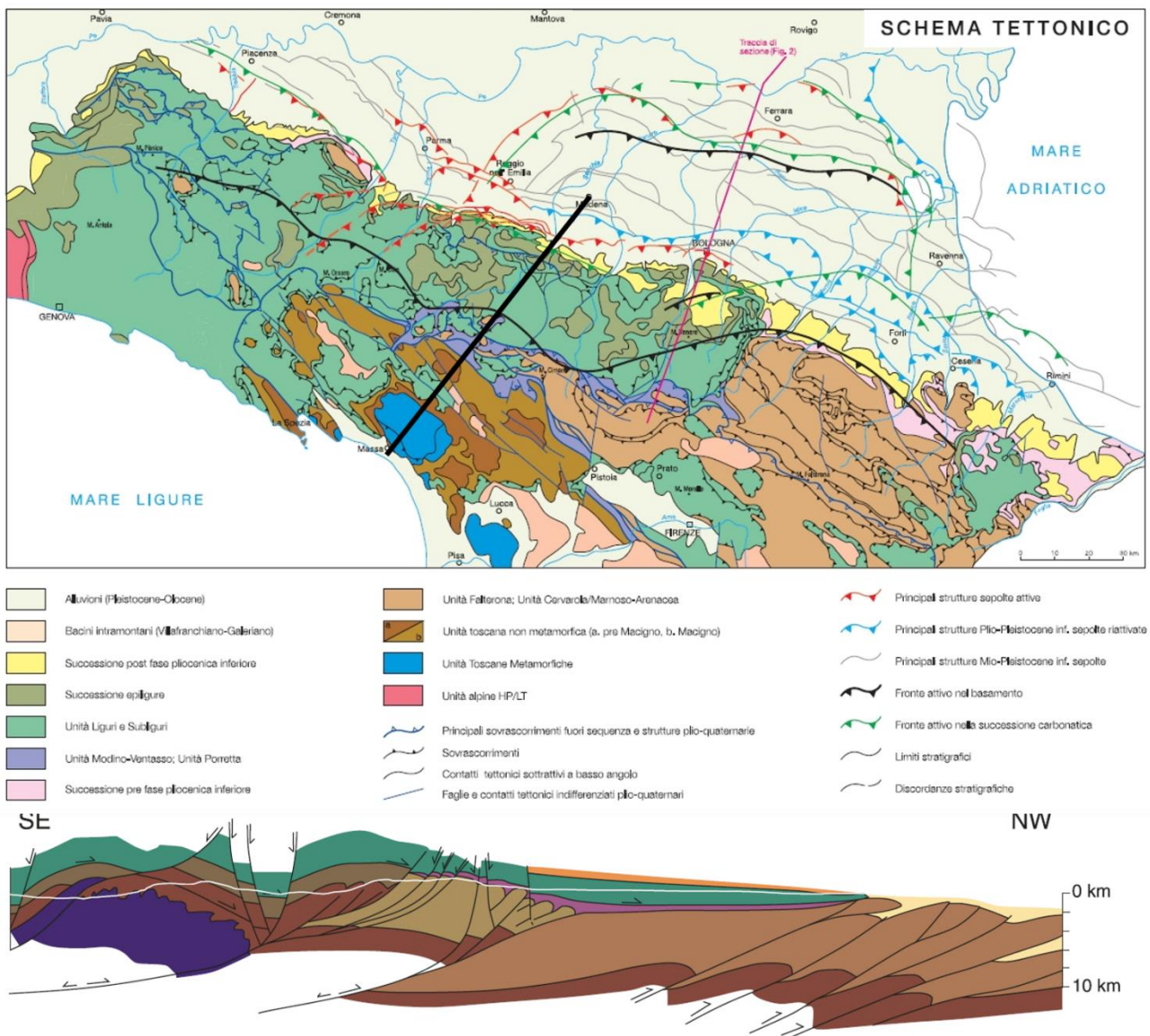


Fig. 5: schema tettonico dell'Appennino settentrionale e sezione geologica (lungo il transetto nero) delle relazioni tra le principali litologie dell'area.

A partire dall'Eocene Medio, il prisma di accrezione di rocce oceaniche ha iniziato un progressivo sovrascorrimento al di sopra della crosta continentale della placca Adria sopra la zona di trench della subduzione. Oggi, questo prisma di accrezione fossile è rappresentato dalle Unità Liguri che formano la sequenza superiore dell'impilamento tettonico dell'Appennino (Fig.s 4 e 5).

La parte più interna del paleoprisma affiora nella porzione sudovest della catena ed è rappresentata dalle Unità Liguri Interne, formate da corpi ofiolitici e dalla loro copertura sedimentaria (sedimenti pelagici/emipelagici e torbiditi terrigene). La parte nordest del paleoprisma è invece formata dalle Unità Liguri Esterne, composte da sedimenti ricchi in argille con lembi calcarei e torbiditi siliciclastiche di età da Giurassiche ad Eoceniche accrete frontalmente al prisma.

A causa della continua convergenza, circa 25 milioni di anni fa (Oligocene superiore) i corpi rocciosi che costituivano la paleocatena, assieme ai sedimenti su di essa deposti, iniziavano a sovrascorrere al di sopra del margine della placca continentale Adria che, con la sua copertura sedimentaria, veniva a sua volta deformata e coinvolta nell'orogenesi, andando a costituire l'ossatura più profonda della attuale catena appenninica (Fig. 4). Questi movimenti si protrassero fino a circa 7 milioni di anni fa (Miocene superiore), ma sono in parte attivi ancora oggi. A questi movimenti si è accompagnato, inoltre, la migrazione del fronte della deformazione della catena appenninica verso il bacino di avanarco Adriatico. In questo periodo si sono sedimentate sul prisma di accrezione le Unità Epiliguri mentre le unità sottoscorrenti al prisma sono rappresentate dalle Unità Toscane e dalle Unità Umbria-Romagna.

Durante il Miocene superiore, in corrispondenza dell'attuale pianura Padana è presente un bacino marino, all'interno del quale iniziano a deporsi sedimenti provenienti dall'erosione delle catene alpina e appenninica. Questi sedimenti sono principalmente di ghiaie e sabbie, associate talvolta, lungo i bordi costieri, a scogliere costruite da coralli e alghe calcaree. Con il passare del tempo il bacino tende ad approfondirsi, e i sedimenti che vi si depongono diventano principalmente sabbie, sabbie finissime e fanghi. Circa 6 milioni di anni fa, sempre durante il Miocene Superiore si verifica nel Mediterraneo la cosiddetta "crisi di salinità". Le connessioni con l'Atlantico vengono fortemente ridotte e il Mediterraneo subisce un forte aumento di salinità trasformandosi in una enorme salina. In molte aree s'innescava la deposizione di evaporiti (solfato di calcio e sale) con spessori che raggiungono alcune migliaia di metri.

Durante il periodo Miocene superiore-Miocene medio, negli Appennini settentrionali, il movimento delle placche Adria ed Europea viene accomodato da una zona di shear che forma un *mélange* formato da rocce del prisma che prende il nome di Unità Sestola-Vidiciatico (Fig. 6). Nella zona più nord-occidentale, la zona di shear è invece rappresentata dalle più coerenti Unità Subliguridi.

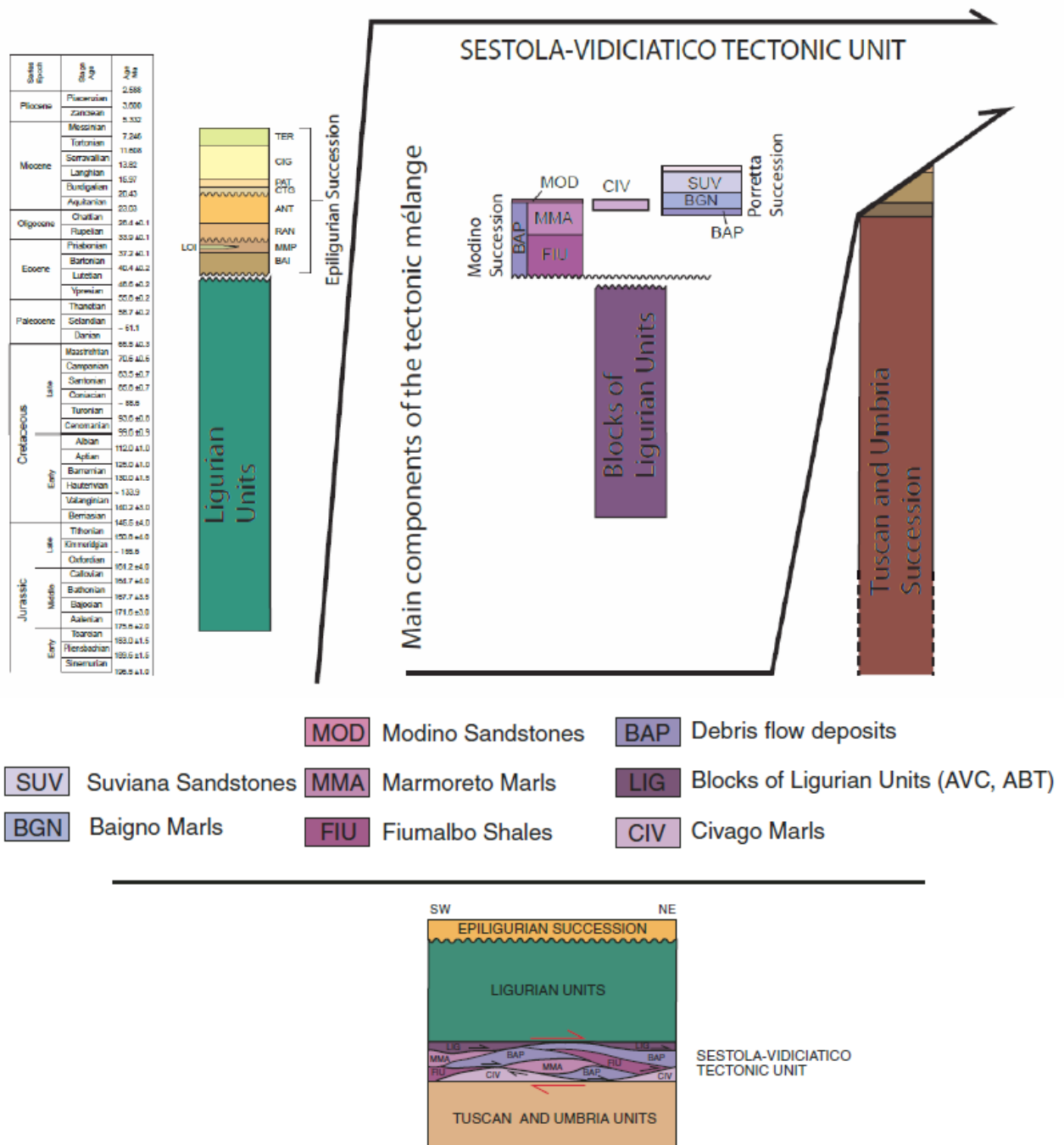


Fig. 6: diagramma schematico delle principali litologie dell'Appennino settentrionale e le loro relazioni stratigrafiche.

Circa 5,5 milioni di anni fa, verso il termine del Miocene, la parte marginale del bacino padano subisce una fase di deformazione tettonica. Parte dei sedimenti depositi durante le fasi precedenti vengono sollevati fino all'emersione e vengono erosi. Durante la fase finale della crisi di salinità le acque del Mediterraneo, in seguito all'apertura di nuove connessioni con bacini limitrofi, subiscono una forte riduzione di salinità fino a divenire ipoaline. Il Mediterraneo si trasforma così in una sorta di Lago-mare.

A partire da poco più di 5 milioni di anni fa (Pliocene inferiore) si ristabiliscono le connessioni fra l'Atlantico e il Mediterraneo. In tempi geologicamente molto rapidi si ritorna quindi ad un ambiente marino relativamente profondo, caratterizzato da una salinità "normale". Lungo l'intero margine appenninico padano vengono depositi grandi spessori di sedimenti costituiti da argille e sabbie fini, solitamente ricche di fossili. Inizia in questo modo la deposizione della Formazione delle Argille Azzurre. All'incirca fra 3,5 e i 2,5 milioni di anni fa (dal Pliocene medio al limite Plio-Pleistocene), il settore modenese e bolognese del margine appenninico è soggetto ad una nuova forte fase di deformazione e sollevamento, che porta alla quasi completa erosione dei sedimenti depositi fino a quel momento. Un'ulteriore fase di subsidenza tettonica (lento abbassamento della crosta terrestre) ripristina poi le condizioni di sedimentazione, riportando nella zona la presenza di condizioni marine.

La sedimentazione marina continua poi fino a circa 800.000 anni fa (Pleistocene medio), quando una nuova fase di sollevamento della catena porta la linea di costa a spostarsi verso settentrione. Questi fenomeni innescano la deposizione di sedimenti di spiaggia e litorali che si alternano a sedimenti fini continentali di piana alluvionale e deltizia in risposta al susseguirsi di fasi climatiche e/o di movimenti tettonici.

In un intervallo temporale compreso fra 800.000 e 650.000 anni fa, l'ambiente marino abbandona per sempre l'area appenninica e quella dell'alta Pianura Padana; condizioni marine permangono solo nella porzione centrale ed orientale del bacino. La linea di costa si ritira progressivamente, ma con significative oscillazioni, fino alla posizione attuale. Il margine appenninico e la pianura vengono interessati da una sedimentazione di ambiente continentale, dominata dall'alternanza di sedimenti grossolani e fini, legati alle dinamiche fluviali.

LE FORME DELLE OFIOLITI

La diversa resistenza e coesione delle rocce è un'importante fattore che incide profondamente sulla loro reazione all'alterazione ed all'erosione e sul loro comportamento reologico. Questo è particolarmente evidente se si confrontano i corpi magmatici ofiolitici con le formazioni argillose in cui sono contenute. Le Ofioliti tendono infatti a formare picchi e rupi che si stagliano sul panorama circostante a causa della loro resistenza e compattezza.

La formazione di queste pareti verticali è causata principalmente dalle diverse caratteri chimico-fisici delle litologie e dalla presenza di rocce dal comportamento rigido al di sopra di rocce che presentano un comportamento più plastico. Aumentando il grado di coesione di una roccia, se ne aumenta anche la resistenza alla deformazione con la tendenza a comportarsi in maniera rigida. La minore coesione consente invece ai grani o micrograni che compongono le rocce un maggior grado di mobilità, permettendo quindi un comportamento più plastico.

Nel caso dei corpi ofiolitici, il diverso comportamento delle argille rispetto alle rocce magmatiche provoca il dislocamento e il crollo di massi dalle pareti verticali per mancanza di supporto. Le argille, infatti, subiscono una deformazione di 'creep' (ovvero un lento scorrimento di materiale viscoso, permanente) dovuto sia alla forza di gravità sia alla presenza delle Ofioliti stesse, che premono col loro peso aumentando l'effetto deformativo. Il basso grado di coesione delle argille ne permette lo 'scorrimento', nel corso di migliaia di anni, sia lateralmente che verticalmente.



Fig. 7: panorama dell'Ofiolite di Pompeano.

LE STRUTTURE DELLE OFIOLITI

Le strutture 'a pillow'

La struttura 'a pillow' ('a cuscino' in italiano) dei basalti è una tipica struttura che si forma durante l'eruzione di un magma in ambiente sottomarino. A causa del forte shock termico, dovuto al veloce raffreddamento prodotto dal contatto con l'acqua marina, sulla superficie della lava si forma una sottile crosta vetrosa. A causa di questo fenomeno, la lava si divide in blocchi tondeggianti che possono rotolare lungo le pareti degli apparati vulcanici e si sovrappongono gli uni agli altri oppure formare strutture vermiformi allungate se si ha una continua estrusione di magma (Fig. 8).

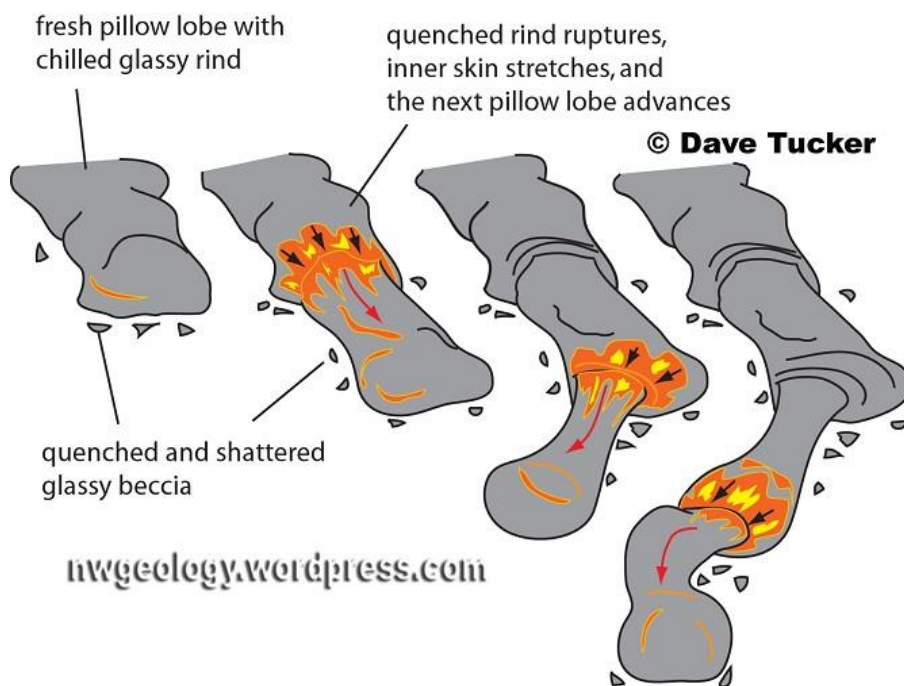


Fig. 8: formazione dei pillow.

Nelle prime fasi di formazione, la crosta superficiale forma una barriera termica per la lava al suo interno, che continuerà a raffreddarsi in tempi rapidi (ma più lunghi rispetto alla quasi istantanea vetrificazione della superficie) e manterrà un comportamento plastico fino al completo raffreddamento. All'interno dei blocchi, il rapido raffreddamento provoca la formazione di sistemi di fratture radiali e concentrici dando origine, in quest'ultimo caso, ad una tipica esfoliazione denominata 'a buccia di cipolla' (Fig. 9). La rapida diminuzione della temperatura provoca anche una diminuzione della miscibilità degli elementi nel magma: per questo motivo, gli elementi più volatili diventano immiscibili e tendono a degassare, formando vacuoli all'interno dei pillow che tenderanno ad essere in quantità maggiore verso l'esterno della struttura. La circolazione dell'acqua marina all'interno delle fratture provoca l'alterazione, per dissoluzione ed ossidazione, dei minerali. L'arricchimento in

elementi dovuto all'interazione con i basalti, può causare la saturazione dell'acqua e la precipitazione di nuovi minerali all'interno dei sistemi di fratturazione.



Fig. 9: basalto a pillow dell'Ofiolite di Rossena (RE) con sistemi di fratturazione radiale e concentrico.

La ialoclastite

Il rapido raffreddamento del magma a contatto con l'acqua provoca una vetrificazione quasi istantanea della superficie del magma. Il velocissimo abbassamento della temperatura fa sì che gli elementi che formano il magma non abbiano il tempo di creare legami in strutture ordinate, cioè di 'cristallizzare', per dare origine a reticoli cristallini e minerali. Gli elementi si immobilizzano quindi in strutture amorfe, formando uno strato di vetro che viene facilmente fratturato da nuovi puls di magma e dallo shock termico. I frammenti diventano quindi parte di una breccia magmatica, che può contenere anche sedimenti, che prende il nome di ialoclastite.



Fig. 9: crosta vetrosa di colore nero che bordano delle lave a pillow.

Le vescicole e le varioliti (o sferuliti)

Il rapido raffreddamento del magma, sia in ambiente sottomarino sia in ambiente continentale, provoca l'immiscibilità dagli elementi più volatili contenuti nel magma, che si separano da questo formando delle bolle ricche in H_2O e CO_2 . La viscosità del magma, che aumenta con il rapido raffreddamento, fa sì che le bolle, chiamate vescicole, rimangano intrappolate all'interno.

Le vescicole tendono a formarsi negli strati più esterni delle colate/pillow, dove il raffreddamento è più veloce e il degassamento più efficace. Forniscono quindi un'indicazione sull'orientazione dello strato (dritto o capovolto), trovandosi nelle parti sommitali delle colate.

A seconda della composizione chimica della soluzione separatasi dal magma, all'interno delle vescicole possono iniziare a cristallizzare minerali. La cristallizzazione di minerali all'interno delle vescicole procede in una struttura radiale dai bordi al nucleo della vescicola e finisce quando non gli elementi per la formazione dei cristalli finiscono. Le basse temperature, il rapido tempo di raffreddamento e l'alta concentrazione di volatili fa sì che i minerali all'interno delle vescicole

cristallizzino in forme scheletriche o aciculari (simili ad aghi) che minimizzano il dispendio di energia per la formazione di strutture cristalline.

Una vescicola riempita da minerali prende quindi il nome di variolite.



Fig. 9: varioliti sulla superficie di un campione di pillow, Ofiolite di Montespечchio.

Le brecce basaltiche

Le brecce basaltiche si formano durante eventi magmatici effusivi per effetto di fratturazione e riassetamento del magma durante il raffreddamento o durante eventi piroclastici. Durante la fase di colata, il magma superficiale tende a raffreddarsi più velocemente di quello all'interno della colata. Il raffreddamento provoca una diminuzione del volume e la formazione di blocchi che formano una crosta attorno al magma ancora fluido. Il movimento del magma e l'afflusso di nuovo materiale porta alla disgregazione della crosta in blocchi che vengono poi trasportati e rimaneggiati. Le brecce si possono formare anche al piede delle colate per effetto del raffreddamento e per fenomeni di erosione del terreno.



Fig. 9: breccia basaltica in Ofiolite.

Le strutture di flusso magmatico

Le rocce effusive possono mostrare evidenze di flusso magmatico che identificano la direzione di flusso del magma durante l'evento effusivo. Queste strutture possono essere alla mesoscala o alla microscala.

I marker più comuni sono:

Cristalli;

Vescicole e bolle;

Vetro a diversa colorazione o a diversa concentrazione di microliti.

Durante il flusso magmatico, se vi sono cristalli all'interno del magma questi tenderanno ad orientarsi parallelamente alla direzione del flusso per offrire la minor resistenza allo scorrimento del magma. Se vi sono diverse velocità di flusso nel sistema possono crearsi anche delle bande più o meno orientate che possono dare un aspetto 'stratificato' alla roccia.

Strutture di flusso magmatico possono essere riconosciute anche all'interno di rocce magmatiche intrusive grazie all'orientazione preferenziale dei cristalli che possono formare lineazioni o stratificazioni all'interno delle rocce.

Le strutture di cumulo

Nelle rocce magmatiche intrusive possono essere riconosciute strutture che rappresentano l'accumulo di cristalli durante i processi di cristallizzazione del magma. Queste strutture sono perlopiù visibili alla microscala, mentre sono più difficili da individuare ad occhio nudo. Le strutture vengono identificate da cristalli ben sviluppati e cristalli in posizioni interstiziali. L'accumulo può avvenire sia per lo sprofondamento dei cristalli più pesanti (es., olivina, pirosseni) sul fondo della camera magmatica, sia per flottazione dei cristalli più leggeri (es., leucite, feldspati) verso il tetto della camera magmatica. Oppure, ancora, per concentrazione dei cristalli al bordo relativamente più freddo delle camere magmatiche

LA SPILITIZZAZIONE O IL METAMORFISMO DI FONDO OCEANICO

Le rocce affioranti sulla superficie dei fondali marini subiscono, nel loro ambiente di formazione, fenomeni di modificazione chimica e mineralogica che ne cambiano la composizione e che sono identificati come processi metamorfici. Questi fenomeni, che avvengono comunemente nei fondali oceanici e che prendono il nome di spilitizzazione, sono prodotti dall'interazione dell'acqua di mare con le rocce a temperature non superiori ai 300-400°C. Nei tragitti che le acque marine compiono permeando la roccia, si possono originare condizioni di pressione elevata, per le quali l'acqua si mantiene allo stato liquido anche sopra ai 100° C (fino a quasi 375° C), acquisendo un notevole potere solvente verso i minerali con cui viene a contatto. L'interazione acqua marina - roccia porta la roccia ad assimilare acqua che altera i minerali magmatici anidri (come olivine e pirosseni) e, nel caso di basalti, la pasta di fondo, producendo minerali idrati di bassa temperatura (come talco, serpentino e anfibolo). Questa modificazione è evidente dalle zone interne a quelle esterne dei pillow: i minerali nero-bruni delle parti più interne, ovvero i pirosseni, vengono sostituiti nelle parti più esterne da minerali verdi, gli anfiboli, che hanno una simile composizione chimica a cui viene aggiunta una percentuale di acqua dal 4% all'8%. Un altro effetto dell'interazione acqua marina-basalto è lo scambio di Na per il Ca. Questi due elementi sono infatti vicarianti (possono essere sostituiti nelle strutture cristalline dei minerali) e sono rispettivamente concentrati nell'acqua marina (il Na) e nei basalti (il Ca). Lo scambio tra i due provoca modificazioni chimiche dei minerali, come i plagioclasti, che da anortitici (con composizione calcica) diventano albitici (a composizione sodica). Allo stesso modo, l'acqua marina si satura in Ca, portando alla cristallizzazione all'interno di vene e fratture di minerali di Ca di bassa temperatura come la calcite, la prehnite, la pumpellyite e, nel caso dei basalti di Cà de Giannasi, la rara datolite.

I minerali primari delle Ofioliti

I minerali primari di una roccia sono i minerali che vanno a costituire la roccia durante il suo processo di formazione. La litosfera oceanica è formata principalmente da rocce magmatiche (intrusive ed effusive) e rocce di mantello, pertanto i minerali primari saranno quindi minerali legati a processi magmatici.

In Tabella 1 sono riportati i principali minerali magmatici che costituiscono la litosfera oceanica e le loro caratteristiche.

	Olivina	Ortopirosseno	Clinopirosseno	Plagioclasio
Formula chimica	$(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$	$(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Ca}(\text{Mg, Fe})[\text{Si}_2\text{O}_6]$	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8) - \text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$
Gruppo cristallino	Trimetrico	Trimetrico	Trimetrico	Trimetrico
Sistema cristallino	Rombico	Ortorombico	Monoclino	Triclino
Densità (g/cm^3)	3.3-4.4	3.1-3.5	3.2-3.6	5.0-6.0
Durezza (scala Mohs)	6.5-7	5-7	5-7	6-6.5
Sfaldatura	Rara, se osservabile distinta in due direzioni a 90° tra di loro	Evidente, sui piani basali due piani di sfaldature a 90° tra loro.	Evidente, sui piani basali due piani di sfaldature a 90° tra loro.	Assenti, buone o perfetta lungo $\{001\}$.
Fratturazione	Irregolare, concoide	Lungo sfaldature	Lungo sfaldature	Irregolare, lungo piani di sfaldatura
Colore	Da giallo a verde (oliva), bruno	Da bruno a nero, da giallognolo a verde chiaro.	Da bruno a nero, da bianco a verde.	Bianco, blu-grigio
Lucentezza	Vitrea	Vitrea	Vitrea	Vitrea
Opacità	Da trasparente a translucida	Opaco	Opaco	Opaco
Rocce	Peridotiti, gabbri	Peridotiti, gabbri	Peridotiti, gabbri	Gabbri, basalti

I minerali secondari delle Ofioliti

I minerali secondari sono minerali che si formano in una roccia preesistente per alterazione o deposizione in seguito a fenomeni successivi alla formazione della roccia stessa (eg. fratturazione, metamorfismo, deformazione,...). Durante il metamorfismo di fondo oceanico si possono formare diversi minerali secondari sia per alterazione dei minerali primari sia depositati lungo fratture e faglie.

	Calcite	Prehnite	Pumpellyite	Datolite
Formula chimica	CaCO_3	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	$\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al})_2(\text{Al}, \text{Mn}^{3+}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{OH})_2 \cdot (\text{H}_2\text{O})$	$\text{CaBSiO}_4(\text{OH})$
Gruppo cristallino	Dimetrico	Trimetrico	Trimetrico	Trimetrico
Sistema cristallino	Trigonale	Ortorombico	Monoclino	Monoclino
Densità (g/cm^3)	2.71	2.8 - 2.95	3.2	2.96-3.0
Durezza (scala Mohs)	3	6-6.5	5.5	5 - 5.5
Sfaldatura	Perfetta romboedrica	Distinta	Distinta	Distinta
Fratturazione	Irregolare	Irregolare	Sub-concoide o irregolare	Irregolare
Colore	Generalmente incolore o bianco	Verde, grigio, giallo-verdastro	Verde, blu-verde, marrone	Generalmente bianca o grigia, può assumere diverse colorazioni
Lucentezza	Da vitrea a polverosa (nei campioni massivi)	Vitrea, madreperlacea	Vitrea, setosa o opaca	Vitrea
Opacità	Da trasparente a traslucida	Da subtrasparente a traslucida	Traslucida	Da trasparente a traslucida
Diffusione	Comune	Comune	Non comune	Rara

	Serpentino	Clorite		Ossidi
Formula chimica	$Mg_3(Si_2O_5)(OH)_4$	(Mg, $Fe)_4Al_2(OH)_8Al_2$ Si_2O_{10}		
Gruppo cristallino	Trimetrico	Trimetrico		
Sistema cristallino	Monoclino e Rombico	Monoclino		
Densità (g/cm ³)	2.5-2.6	2.8 - 2.95		
Durezza (scala Mohs)	2.5	2-3		
Sfaldatura	Dipende dal polimorfo	Distinta		
Fratturazione	Irregolare	Lungo sfaldature		
Colore	Verde, bianco o bianco-giallastro	Verde, grigio, verde bruno tendente all'azzurro		
Lucentezza	Vitrea	Vitrea		
Opacità	Opaco	Opaco		
Diffusione	Comune	Comune		

AFFIORAMENTI DI OFIOLITI NELL'APPENNINO MODENESE

Affioramenti classificati come Geositi di rilevanza locale dalla Regione Emilia-Romagna:

- 1) Ofiolite di Boccassuolo
- 2) Ofiolite di Pompeano
- 3) Ofiolite di Val di Sasso
- 4) Ofiolite di Varana
- 5) Ofiolite di Vesale
- 6) Sasso Cerparo
- 7) Sasso Puzzino
- 8) Sasso Tignoso
- 9) Sassomorello

Affioramenti di Ofioliti:

- 10) Ofiolite di Cà de Giannasi
- 11) Ofiolite di Montespecchio

L'OFIOLITE DI CÀ DE GIANNASI

Località: Cà de Giannasi, comune di Frassinoro (MO);

Lat. N 44.28507, Long. E 10.559309, Alt. c.a. 1131 m s.l.m.

L'affioramento di ofioliti presso Cà de Giannasi si trova nell'area di Frassinoro (MO), lungo la strada provinciale SP32 che collega Frassinoro in direzione Madonna di Pietravolta. Circa 1 km dopo essere usciti dalle ultime case del paese di Cà de Giannasi, procedendo in direzione Madonna di Pietravolta, sulla sinistra della strada si trova uno spiazzo con madonna votiva dove poter parcheggiare (Fig. 10). Di fronte allo spiazzo inizia una carraia, malamente mantenuta e non più in uso, che sale nel bosco per circa 200 m, sino ad arrivare ad un dismesso spiazzo di cava. Poco più a Nord, ma in proprietà privata dietro ad un piccolo gruppo di case, affiora un secondo corpo ofiolitico non raggiungibile (Fig. 11).

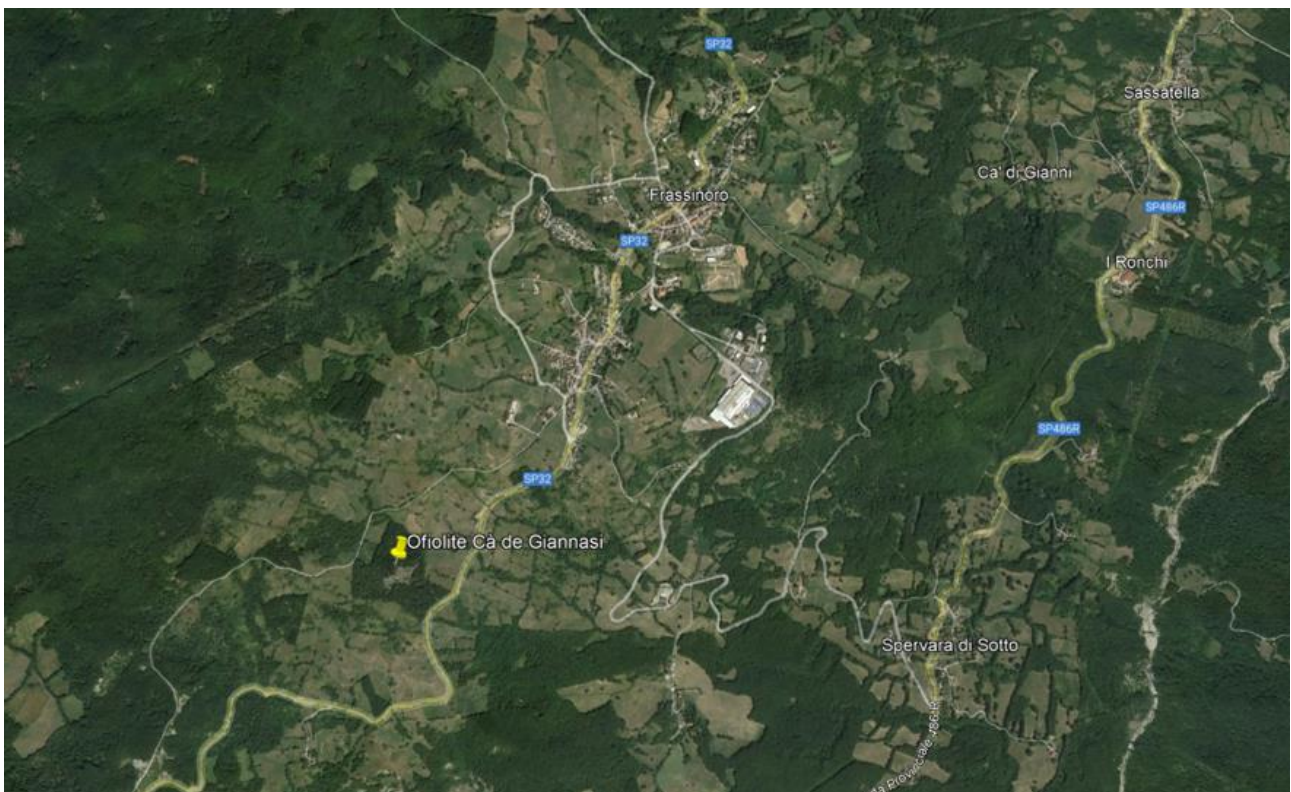


Fig. 10: affioramento dell'Ofiolite di Cà de Giannasi dal paese di Frassinoro.

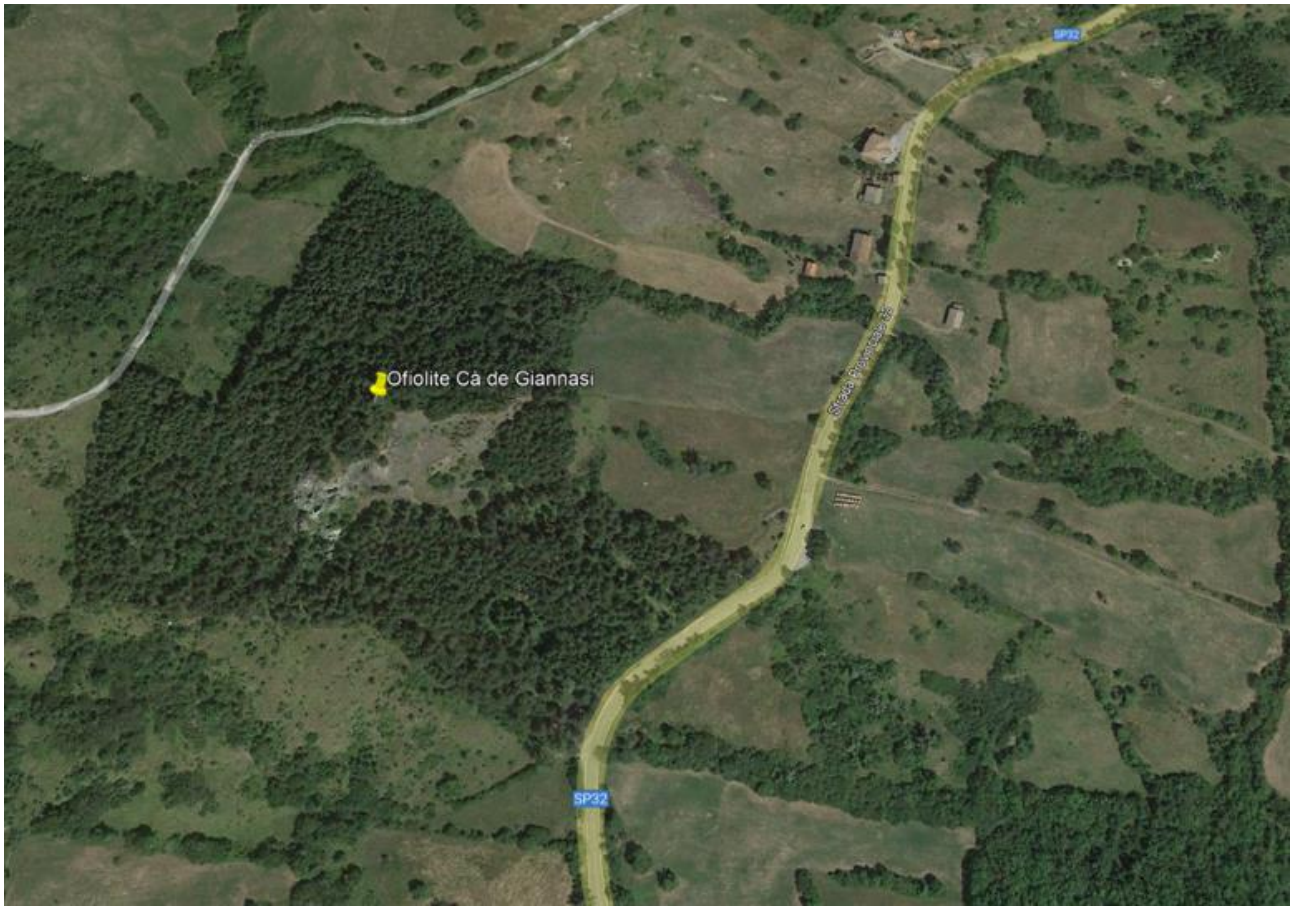


Fig. 11: dettaglio dell'affioramento con la spianata di cava e lo spiazzo lungo la strada.

Accessibilità

La presenza di parcheggi vicini all'affioramento consente ad autovetture e pullman di piccole dimensioni di posteggiare vicino all'area. La presenza di una strada sterrata per raggiungere l'affioramento e la natura dell'affioramento stesso non consentono un facile accesso per persone in carrozzina o con mezzi di deambulazione. La presenza di pareti sub-verticali facilita il distacco di materiale durante eventi piovosi intensi, ed è quindi sconsigliabile visitare l'affioramento con queste condizioni meteorologiche. Anche con bel tempo è però consigliabile l'utilizzo di caschetti per avvicinarsi alle pareti.

Introduzione all'affioramento

L'affioramento di Cà de Giannasi si compone di una parete verticale esposta verso Sud-Est delimitata da zone boschive in cui l'ofiolite non risulta essere presente. Il sentiero porta ad un primo piano di cava dismesso al centro del corpo roccioso, che può essere suddiviso in 3 diversi 'blocchi' con

caratteristiche geologiche differenti. La visita consigliata è partire dal blocco a destra (guardando la parete) per spostarsi verso sinistra. Per raggiungere il primo blocco, dal sentiero bisogna risalire al secondo piano di cava, sulla destra, e ci si troverà in un anfiteatro in cui è possibile osservare le tipiche strutture a pillow. Tornando verso il sentiero, dietro alla parete occidentale dell'anfiteatro, si trova il secondo blocco, in cui è possibile osservare una zona di faglia anastomizzata interessata da estesi fenomeni di alterazione che ha trasformato la roccia in una idrotermalite dal colore più chiaro delle rocce circostanti. Procedendo ancora verso sinistra si arriverà in una zona dominata da massi crollati. Su questi massi, ad attenta osservazione, si possono riconoscere i minerali che compongono le rocce, che quindi testimoniano una transizione tra rocce magmatiche tipicamente effusive a rocce magmatiche al limite tra l'effusivo e l'intrusivo. Si tratta di rocce doleritiche, anche dette diabasi.

Queste rocce appartengono quindi all'unità più superficiale della crosta oceanica (i basalti), che sono stati strappati dal fondale marino e poi smembrati e incorporati nella catena appenninica durante il processo orogenetico. Questi basalti sono tra le più antiche rocce affioranti in zona, risalenti al Giurassico (200-150 milioni di anni fa, Ma) quando si è iniziato a formare un antico mare (poi chiusosi) che divideva la placca africana da quella europea: l'Oceano Ligure-Piemontese (parte del più grande oceano della Neo-Tetide).

Contesto geologico

La principale litologia dell'areale è basalti di crosta oceanica (Fig. 10), ovvero colate di lava che sono state eruttate in ambiente marino e che per questo presentano caratteristiche strutture 'a pillow' (o 'a cuscino'). In termini geologici, i basalti a pillow costituiscono la zona sommitale (e quindi più superficiale) di una sezione di crosta oceanica che, se accreta e incorporata all'interno della crosta continentale attraverso i movimenti e i processi generati dalla tettonica delle placche (per esempio processi orogenetici o di subduzione), prende il nome di Sequenza Ofiolitica (o più semplicemente 'ofiolite'). I basalti sono un particolare tipo di rocce magmatiche effusive dai bassi tenori di Si e sono presenti nella crosta oceanica e nella maggior parte delle grandi province magmatiche (grandi aree di migliaia di km² di espansioni vulcanici) nella crosta continentale: sono le rocce più comuni sulla crosta terrestre. Essendo rocce effusive, ovvero rocce cristallizzate da un magma che raffredda velocemente a contatto con l'atmosfera o l'acqua, i basalti sono composti da minerali e vetro in parti variabili e mostrano quindi una tessitura definita porfirica. I minerali più comuni sono il plagioclasio calcico (Anortite), i pirosseni e l'olivina. A causa del rapido raffreddamento del magma spesso la

maggior parte dei cristalli ha dimensioni microcristalline, e rimangono indistinguibili anche con l'utilizzo del microscopio, formando un film intergranulare definito come 'pasta di fondo'.

Presso Cà de Giannasi le ofioliti poggiano sulla formazione delle Argille a Palombini mentre il secondo corpo in area privata si trova all'interno di un corpo di frana quiescente (Fig. 10).



Fig. 10: dettaglio della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50000 foglio 235, dell'area di Frassinoro con i due corpi ofiolitici in verde scuro, le Argille a Palombini in verde chiaro e i depositi di frana quiescente in bianco/azzurro.

La Formazione delle Argille a Palombini

Questa formazione è costituita da argilliti siltose grigio scure e grigio-azzurrognole intercalate a calcilutiti silicizzate grigio chiare e grigio-verdi in strati da medi a spessi, talora a base arenitica media, pervasivamente fratturate. La formazione delle Argille a Palombini fa parte del cosiddetto Dominio Ligure Interno. Localmente possono essere presenti intercalazioni di calcari marnosi grigi e

verdi in strati spessi ed alternanze torbiditiche costituite da siltiti ed arenarie fini in strati molto sottili e sottili di colore grigio scuro e calcareniti medio-grossolane in strati da medi a spessi. La formazione delle Argille a Palombini ha un'età compresa tra il Berriasiano ed il Turoniano, due piani della scala dei tempi geologica appartenenti al Cretacico, tra 145 e 89,8 Ma.

Blocco 1 – L'anfiteatro di cava

Osservazione

La cava è dominata dalla presenza di rocce di colore scuro con gradazioni rosse, brune e verdi (Fig. 11). Le rocce hanno forme tondeggianti e allungate, separate ed impilate le une sulle altre. Queste forme, definite come pillow, tendono a deformarsi per occupare tutti gli spazi presenti e mostrano una direzione preferenziale verso S e con immersione variabile ma prevalentemente orizzontale. I pillow, di diametro variabile da qualche decimetro al metro, sono frequentemente separati da una frazione clastica brecciata, frutto dell'alterazione della frazione un tempo vetrosa che avvolgeva i pillow (ialoclastite) e da frammenti di sedimenti e altri pillow incorporati nella matrice. Le rocce hanno un grado di durezza intermedio, potendo essere rotte con martelli. I pillow mostrano una gradazione cromatica: sono rossi sulla parte più esterna e tendono al grigio scuro nelle parti interne. All'interno dei pillow le rocce hanno un aspetto omogeneo (Fig. 12) e solo in rari casi si possono osservare piccoli cristalli allungati di colore bianco e piccoli cristalli neri. Piccoli cristalli di colore verde e bruno sono invece presenti nelle parti più esterne. Alcuni pillow mostrano, sulla loro parte più esterna, piccole forme tondeggianti di alcuni mm di diametro chiamate varioliti (Fig. 13).

L'affioramento mostra diversi sistemi di fratturazione. All'interno dei pillow si possono osservare due tipi di fratture coesistenti: fratture radiali che iniziano al centro delle rocce e fratture concentriche. Spesso queste fratture sono riempite da un minerale bianco. Queste tipologie di fratture sono ben evidenti in un pillow circolare alla base della parete centrale della cava (Fig. 14). Un secondo sistema di fratturazione è rappresentato da fratture (talvolta riempite da minerali bianchi) che tagliano tutto l'affioramento in due direzioni preferenziali: una serie con direzione 110-150°N e immersione a basso angolo (20-40°) e una serie con direzione opposta (270-280°N e immersione 20-30°). Lungo queste fratture è possibile osservare, in alcuni punti, la fratturazione dei pillow e uno spostamento verso sinistra della parte superiore (Fig. 15).

Sulla parte destra della cava si nota una variazione della direzione ed immersione dei pillow: nella parte più centrale i pillow hanno direzione grossomodo 180°N con una chiara immersione a basso

angolo verso l'osservatore. Proseguendo lungo la parete verso la fine della cava si può notare un cambio graduale dell'immersione dei pillow che tendono ad immergersi in direzione contraria all'osservatore. Il punto in cui le strutture a pillow diventano orizzontali è marcato da una valletta e sulla cresta dalla presenza di un alberello.

La cima della parete di cava è marcata dalla presenza di rocce rossastre a carattere caotico in cui non sono più maggioritarie le strutture a pillow ma sono presenti clasti immersi in una matrice a grana fine rossastra (Fig. 16).



Fig. 11: parete sinistra e frontale dell'anfiteatro di cava con evidenti le strutture a pillow di orientazione verso S e immersione orizzontale. Immagine da: <https://www.mindat.org/loc-54302.html>



Fig. 12: pillow tagliato con sega che mostra aspetto omogeneo. I cristalli riconoscibili, bianchi, sono minerali secondari di riempimento di fratture della roccia primaria.



Fig. 13: varioliti tondeggianti sulla superficie di un pillow.



Fig. 14: frammento di pillow che mostra fratture radiali riempite da minerali secondari di colore bianco (quarzo e calcite) e fratture concentriche.



Fig. 15: faglia che taglia le strutture a pillow nella parete sinistra dell'anfiteatro di cava.



Fig. 16: dettaglio delle rocce che compongono la sommità dell'affioramento di cava, con presenza di clasti di diversa natura e una matrice omogenea rossastra.

Interpretazione

Le rocce affioranti nella cava sono basalti di fondo oceanico. Il colore da bruno a verde indica che le rocce sono ricche in Fe (elemento cromoforo) e che hanno subito fenomeni di alterazione che hanno concentrato ossidi di Fe nelle zone più esterne più brune e rossastre ed hanno portato alla precipitazione di minerali secondari quali prehnite ed epidoto di colori verdastri. La tessitura perlopiù microcristallina, in cui non è possibile distinguere i minerali, indica che le rocce si sono formate per il rapido raffreddamento di un magma, e che queste rocce siano quindi rocce magmatiche effusive. La tipica struttura a pillow vincola l'eruzione ad un ambiente sottomarino.

I sistemi principali di fratturazione permettono di ricostruire l'evoluzione dell'ammasso roccioso. Le fratturazioni interne dei pillow si sono formate durante il raffreddamento del magma durante gli eventi effusivi sul fondale oceanico.

Il secondo sistema di fratturazione, rappresentato da vene riempite da minerali secondari (bianchi; Fig. 12), si è formato durante il metamorfismo di fondale oceanico che queste rocce hanno subito e durante il loro incorporamento nella catena appenninica. I minerali bianchi che riempiono queste fratture sono principalmente calcite e quarzo, e possono essere distinti ponendo poche gocce di acido cloridrico (anche diluito) sulla loro superficie: la calcite tenderà a dissolversi e a far 'bollire' l'acido, mentre il quarzo non reagirà. Più raramente queste fratture possono contenere minerali come la prehnite, la pumpellyite e la datolite. Il metamorfismo che ha provocato questa fratturazione è lo stesso responsabile dell'alterazione chimico-mineralogica delle lave.

Alcune fratture mostrano un movimento relativo dei blocchi ai due lati. Queste fratture sono faglie, e il movimento relativo dei blocchi, con scivolamento del blocco superiore (o 'tetto') e innalzamento del blocco inferiore (o 'letto') le classifica come faglie normali. Queste faglie si sono formate durante l'orogenesi appenninica e la messa in posto delle ofioliti al di sopra delle Argille a Palombini. Possono formarsi anche per effetto di crollo gravitativo: le ofioliti sono infatti più pesanti delle argille su cui poggiano, che tendono quindi a fluire per movimenti di 'creep'. Ciò toglie sostegno all'ammasso roccioso, dal comportamento più rigido, che quindi accomoda il movimento delle argille attraverso fratture e joints.

Il cambio della direzione ed immersione dei pillow nella parte destra del fronte di cava fa ipotizzare la presenza di una piega. La cerniera della piega, il piano contenente gli assi dei diversi strati, si trova lungo una piccola valletta formatasi sul fronte di cava dal ruscellamento delle acque meteoriche. La

piega ha una struttura di tipo sinforme (con convessità che punta verso il basso) dritta (con la cerniera che ha un'immersione a circa 90°).

Primario sembra essere invece il contatto che si osserva tra i basalti e le brecce ofiolitiche (Fig. 11). Il contatto tra le due litologie è netto, rappresentato da una zona di alta fratturazione dei pillow. Le brecce ofiolitiche al di sopra altro non sono che depositi di pillow fratturati (definiti come clasti) e mescolati a sedimenti prodotti dall'alterazione delle lave stesse (definiti come matrice) e sono definiti a metà strada tra le rocce sedimentarie e quelle magmatiche. Questi depositi derivano dallo smantellamento dei pillow più superficiali delle colate che vengono trasportati e smembrati durante gli eventi magmatici e che si ritrovano sia alla base che al tetto delle colate basaltiche in ambiente marino. Il processo di formazione di queste rocce, per crollo gravitativo, fratturazione e alterazione/erosione di agenti esterni (acqua marina) fa sì che vengano classificati col termine 'brecce', ovvero una classificazione riservata alle rocce sedimentarie e non alle rocce magmatiche senso stretto. Per la dimensione dei clasti, la loro tipologia e quella della matrice, queste rocce sono classificati come brecce a supporto di matrice, in quanto i clasti sono sostenuti dalla matrice e non in diretto contatto l'uno con l'altro e mostrano angoli a spigoli vivi che denotano un basso grado di trasporto (Fig. 16).

A differenza delle lave queste litologie sono meno consolidate, essendo la matrice meno coesa, e i sistemi di fratturazione sono difficilmente distinguibili.

Blocco 2 – L'idrotermalite

Osservazione

Spostandosi lungo il sentiero che corre alla base della parete dall'anfiteatro di cava verso sinistra (guardando la parete) si arriva al secondo blocco, formato da una rientranza dopo la parete di cava.

In questo blocco si possono notare, alla base della parete destra, le strutture tondeggianti dei pillow della cava con una colorazione verdastra. Al di sopra di queste, la roccia cambia colore, diventando prima rossastra e poi nera, e le strutture a pillow tendono ad essere più rare fino a scomparire nella parte alta della parete (Fig. 17). Al passaggio tra le rocce verdi e rosse le rocce appaiono altamente fratturate e con una lineazione sub-orizzontale.

Nella parte centrale del blocco, uno sperone roccioso è separato dalle due pareti laterali da due vallecole di ruscellamento. Le rocce dello sperone e dentro alle vallecole non mostrano strutture a

pillow e presentano un colore molto più chiaro (tendente al bianco) rispetto alle rocce adiacenti. Strutture tondeggianti a pillow ricompaiono poi sulla parete sinistra di questo blocco.

Mentre le rocce dello sperone presentano un aspetto massivo, senza la presenza di cristalli, le rocce all'interno delle vallette mostrano un'intensa fratturazione e una lineazione sub-verticale.

Interpretazione

Le rocce di questo blocco mostrano una profonda alterazione data da eventi idrotermali e un'intensa fratturazione che hanno in larga parte cancellato le strutture primarie delle rocce.

In particolare, le rocce chiare dello sperone sono idrotermaliti, rocce che si formano dalla profonda alterazione di rocce pre-esistenti da parte di fluidi idrotermali e la cui composizione mineralogica originaria è stata completamente (o quasi) sostituita da minerali secondari di bassa temperatura (come le zeoliti, la datolite o il talco). Il flusso idrotermale appare canalizzato, limitato allo sperone di roccia affiorante, e delimitato da zone altamente fratturate. I sistemi di fratturazione sono canali di flusso preferenziali per la percolazione dei fluidi idrotermali all'interno delle rocce e pertanto favoriscono i processi di alterazione.

L'intensa fratturazione ha inoltre indebolito la resistenza meccanica delle rocce, con la conseguenza che il ruscellamento delle acque meteoriche ha maggiormente eroso le zone fratturate creando le vallecole ed esponendo quindi l'idrotermalite come un piccolo sperone roccioso.

All'interno delle zone di faglia è possibile riconoscere la presenza di minerali secondari (Fig. 18) cresciuti durante il dislocamento della roccia. Questi minerali, di forma tabulare allungati, si formano a partire da scalini sulla roccia del piano di faglia lungo la direzione del piano stesso. Possono quindi diventare utili indicatori del senso di movimento dei blocchi, se si riesce a riconoscere la loro terminazione a contatto con la roccia incassante.

Sulla parete destra è possibile riconoscere il contatto tra le lave a pillow (di colore verde) e le brecce sovrastanti (di tonalità rosso-nerastre), qui affioranti più in basso rispetto all'anfiteatro di cava. Il contatto tra le due litologie è in questo caso marcato dalla presenza di un piano di faglia sub-orizzontale che si ricollega alle fratture presenti nella vallecola destra che borda l'idrotermalite. La presenza di questa faglia al contatto è dovuta al diverso comportamento reologico delle due litologie agli sforzi deformativi, che ha quindi riattivato un contatto primario dove avviene il cambiamento dei limiti reologici.



Fig. 17: foto panoramica del secondo blocco.



Fig. 18: minerali secondari allungati (serpentino) di riempimento di una faglia che indicano il movimento relativo dei blocchi.

Blocco 3 – La dolerite ed il piano di faglia

Osservazione

Spostandosi ancora verso sinistra lungo il sentiero alla base della parete si arriva in una zona caratterizzata dalla presenza di massi erratici al contatto con il bosco. La parete dell'ofiolite in quest'area appare più liscia, con poche strutture evidenti, di colore tendente al verde (Fig. 19). Ad un'osservazione più accurata, la parete mostra la presenza di gradini e leggere scanalature e striature perpendicolari a questi, evidenti anche in campioni erratici al di sotto della parete stessa (Fig. 20).

Ad un attento esame, i massi erratici al di sotto della parete mostrano la presenza di cristalli allungati bianchi e minerali scuri più tondeggianti (Fig. 21).

I massi sono poi tagliati da vene tardive costituite da minerali bianchi che possono essere anche millimetrici (Fig. 22).



Fig. 19: parete ovest del corpo ofiolitico di colore verdino con poche strutture evidenti e superficie 'liscia' e massi erratici con vene tardive.



Fig. 20: dettaglio della superficie della parete ovest dell'ofiolite: evidenti la presenza di gradini e striature della roccia che formano una lineazione perpendicolare ai gradini.



Fig. 21: cristalli evidenti nei massi erratici che identificano la presenza di una roccia filoniana (Dolerite).



Fig. 22: vena tardiva di Datolite (cristalli bianchi) con minerali quasi centimetrici.

Interpretazione

La parete dell'ofiolite rappresenta un piano di faglia dove il movimento relativo dei blocchi e la frizione originata ha in parte obliterato le strutture pre-esistenti. I gradini si formano per fratturazione non planare della roccia mentre le striature si formano in seguito all'abrasione causata dallo sfregamento dei blocchi. Se presi singolarmente, queste strutture possono indicare solo il verso o la direzione di movimento dei blocchi di roccia, ma non il verso. In particolare, la direzione di scorrimento è parallela alle striature e perpendicolare ai gradini. La presenza di entrambe ci permette quindi di determinare il movimento relativo dei blocchi, con il blocco mancante (dalla parte di massi erratici) che deve essersi abbassato rispetto al blocco rappresentante la parete, classificando quindi la faglia come faglia normale.

La presenza, nei massi erratici, di una struttura cristallina, non riconoscibile in altre parti dell'affioramento, identifica un cambio di litologia. In particolare, la forma tipicamente allungata dei

cristalli bianchi, la piccola dimensione e l'allineamento preferenziale suggeriscono che la roccia si sia formata per il veloce raffreddamento di un magma in condizioni di flusso quasi superficiali. Questa roccia è infatti una Dolerite, ovvero una roccia filoniana al limite tra le rocce magmatiche effusive e quelle intrusive e può rappresentare il cammino magmatico che dalla camera magmatica portava sulla superficie i magmi che hanno generato le strutture a pillow. Con il diminuire dell'attività magmatica dovuta all'allontanamento dal centro della dorsale, le rocce tendono a raffreddarsi e l'attività magmatica a diminuire. I magmi rimasti tendono quindi a rimanere intrappolati durante la loro risalita ed a chiudere i camini magmatici formando dicchi di rocce sub- plutoniche come le doleriti.

I minerali bianchi sono plagioclasti mentre i minerali scuri sono epidoto ed anfiboli. In origine la roccia aveva una composizione simile ad un gabbro, roccia intrusiva di composizione chimica corrispondente ad un basalto, con plagioclasti calcici e pirosseni. I processi di alterazione durante la permanenza della roccia vicino al fondale marino ad opera di fluidi e cicli idrotermali hanno modificato completamente il chimismo della roccia, con la ricristallizzazione del plagioclasto da calcico a sodico e la ricristallizzazione dei pirosseni in anfiboli ed epidoto.

In questa parte dell'ofiolite sono presenti anche vene tardive con cristalli bianchi quasi centimetrici. Queste vene sono formate da Datolite, un borosilicato di calcio che si forma dall'interazione di acque idrotermali con rocce mafiche ed ultramafiche ed è comune in ambiente oceanico. Questo minerale tende a riempire piccole vene e fratture e si trova comunemente in cristalli di dimensioni sub-millimetrici. Le grandi dimensioni dei cristalli presenti a Cà de Giannasi hanno fatto sì che negli anni questa ofiolite sia stata segnalata e 'depreda' da numerosi collezionisti di minerali.

BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA

"Cenni geologici sulla regione collinosa fra il F. Secchia e il T. Tiepido (Prov. di Modena)" - Anelli M. [1935] AGIP, 1-75 (1933), Roma.

"Le ofioliti dell'Emilia Romagna: aspetti geologici e storici" - Bertacchini M., Bonacini P. [1993] Atti Soc. Nat. e Mat. Modena, 124, 57-94.

"La datolite della formazione ofiolitica appenninica." - Bertolani M. [1948] Comm. Pont. Ac. Scient., 12, 305-366.

"I giacimenti cupriferi dell'Appennino Modenese. Ricerche microscopiche a luce riflessa." - Bertolani M. [1953] Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 82

"La datolite di Renno (Valle dello Scoltenna, Modena)" - Bertolani M. [1962] Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, 93, 19-26.

"Le ofioliti della valle dello Scoltenna (Appennino modenese)" - Bertolani M., Capedri S., Ligabue G. [1963] Mem. Soc. Geol. Ital., 4, 1-20.

"Le ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia." - Bertolani M., Capedri S. [1966] Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, 97, 121-170.

"Minerali dell'ofiolite di Ca' de Giannasi (MO)." - Borghi E., Borghi M., Scacchetti M. [1996] Riv. Min. It., 20, 3, 259-267.

"Lettura sui serpentini della montagna modenese." - Costa C. [1863] Mem. R. Acc. Sc. Lett. Arti di Modena, 5.

"Sulla prehnite di Toggiano." - Gallitelli P. [1927] Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 39.

"Laumontite di Toggiano." - Gallitelli P. [1928] R. Acc. Naz. Lincei. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., (6), 8, 82-87.

"Sui diabasi della valle del Dragone nell'Appennino Emiliano." - Gallitelli P. [1929] Mem. Soc. Tosc. Scienze Nat., 40, 79-102.

"Note di mineralogia modenese." - Gallitelli P. [1929] Atti Soc. Nat. Mat. Modena, 60, 86-97.

"Ricerche microscopiche e chimiche sulle serpentine dell'Appennino Modenese." - Gallitelli P. [1930] Per. di Miner., 1, 173-192.

"Datolite di Toggiano." - Grill E. [1928] Atti R. Acc. Sc. Lett. Arti di Modena, 3.

"Della datolite della valle del Dragone." - Grill E. [1932] Atti R. Acc. Sc. Lett. Arti di Modena, 3.

"Datolite di Toggiano (Appennino Modenese)." - MALAGOLI M. [1886] Atti Soc. Sc. Nat. Modena, (3), 2. Atti Soc. Sc. Nat. Modena Rend. Ad. (1884-85), ser. III, 2, 124-126.

<https://geo.regione.emilia-romagna.it/schede/geositi/>

<https://www.mindat.org/loc-54302.html>