

Geologia nei dintorni di Monte Castello

Da Portoferraio si prende la strada per Porto Azzurro. Dopo 7,5 km, poco oltre il Golf dell'Acquabona, in corrispondenza di Casa Marchetti si gira a sinistra per la strada sterrata della miniera del Buraccio; dopo circa 7 chilometri si prende, leggermente a destra, una sterrata più stretta che passa sotto Monte Castello e, dopo poco meno di tre chilometri, si parcheggia alle sue pendici nord sullo spiazzo pianeggiante a sinistra che segna il crinale Monte Castello - Cima del Monte. Da qui si gode anche la vista di Porto Azzurro in basso a S.

In questa zona affiora una porzione della copertura sedimentaria della Subunità Volterraio (Unità ofiolitica Monte Strega) e una faglia normale, entro la cui breccia (gouge) si intrude un filone shoshonitico.

Alla successione della subunità mancano infatti oltre ai termini inferiori, dal basso: Gabbri (Giurassico medio p.p.) e Basalti (Calloviano p.p.-Oxfordiano inferiore), i termini più alti: Calcari a Calpionelle (Berriasiano terminale-Hauteriviano p.p.) e Scisti a Palombini (Hauteriviano p.p.-Cenomaniano?) Sono quindi presenti i Diaspri di Monte Alpe, che si sono depositi al tetto dei basalti, e la sovrastante Formazione di Nisportino, che costituisce la transizione ai Calcari a Calpionelle.

Diaspri di Monte Alpe (Calloviano?inferiore-Berriasiano p.p.)

La formazione è costituita da strati di radiolariti rosse, o più raramente verdastre, generalmente laminate, regolarmente alternate a diaspri argillosi rossi, porcellaniti siltose e argilliti rosse più o meno silicee. La stratificazione è sempre sottile. Verso l'alto le radiolariti diminuiscono e cresce la porzione argillitica. Le radiolariti rosse sono ricche in radiolari ben conservati che ne hanno permesso una datazione abbastanza precisa. L'ambiente di deposizione è pelagico, in un'area oceanica al di sotto del CCD.

Formazione di Nisportino (Berriasiano)

La formazione è costituita da tre sezioni, dal basso: a- un livello spesso in generale 20-30 metri che consiste in un'alternanza di calcari selciferi grigi o verdastri, intercalati ad abbondanti argilliti e siltiti rossastre; alla base ancora qualche strato diasprino. L'età, in base ai nannofossili e calpionellidi presenti è Berriasiano inferiore; b- un bancone (denominato Membro della Rivercina"), spesso da 15 a 30 metri di calcilutiti marnose grigie con frattura a saponetta. I nannofossili presenti hanno dato come età il Berriasiano medio/superiore; c- un livello spesso molte decine di metri che alla base è costituito da argilliti rossastre con rari calcari silicei, più in alto i calcari grigi e rossstri diventano prevalenti. Il tetto, al contatto con i Calcari a Calpionelle, è costituito da un bancone plurimetrico di argilliti marnoso-siltose. L'età, in base ai nannofossili presenti è Berriasiano terminale.

Subito prima di parcheggiare si può osservare a sinistra (O-NO), oltre il torrentello (Fig. 1), un'anticlinale pluri-ettometrica, aperta, con asse circa NO quasi verticale, ma con leggera pendenza verso E, che interessa la Formazione di Nisportino. Spettacolare è il fianco orientale dove si osservano le pieghe parassite (drag folds), evidenziate dalle differenze litologiche della formazione.

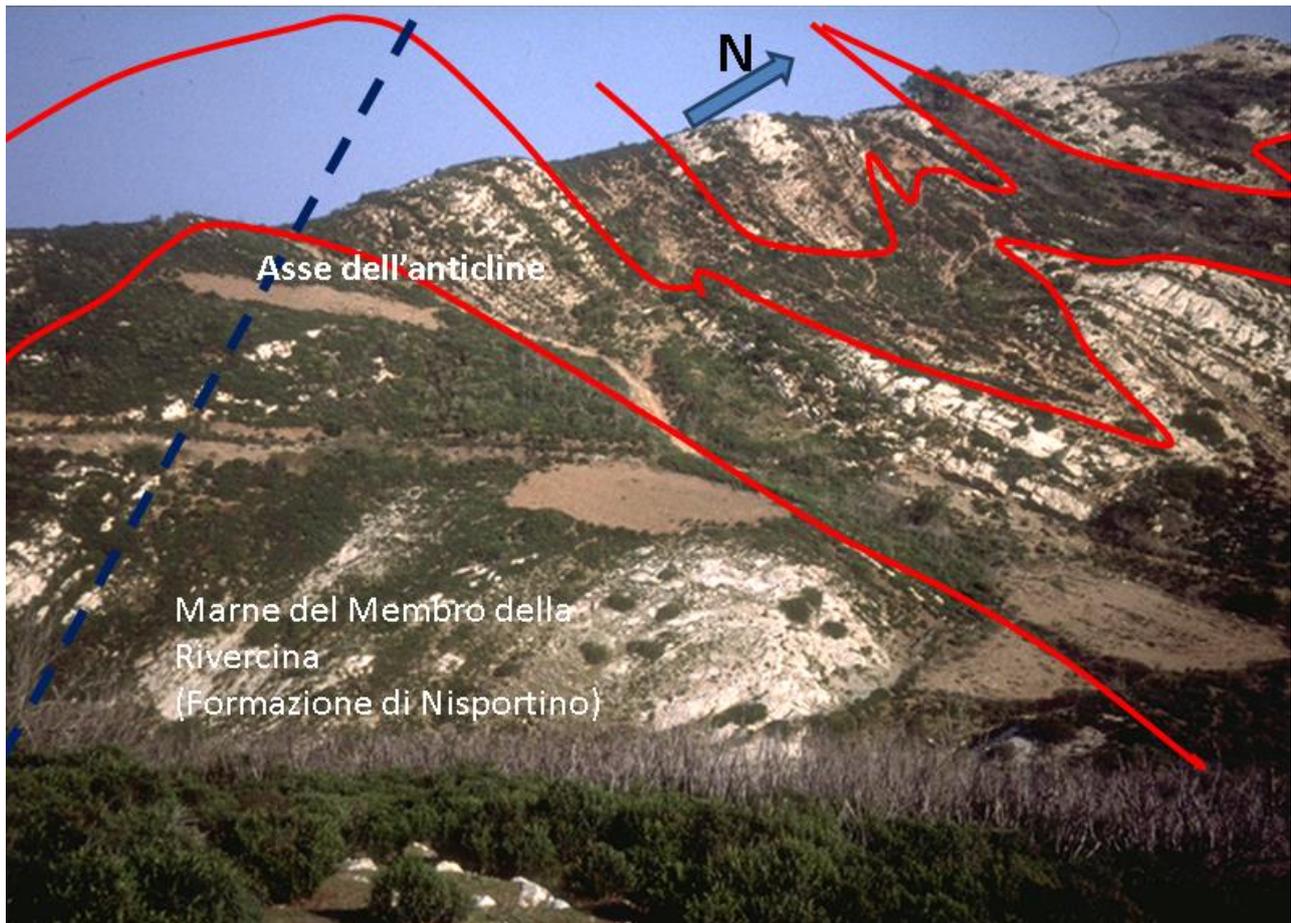


Figura 1 Fianco orientale dell'anticlinale a N di Monte Castello. La complessa struttura è messa in evidenza dalle differenze litologiche della formazione: le pieghe parassite sono infatti rese evidenti dalle intercalazioni di spessi strati calcarei nei livelli a prevalenza argillitica.

La maggior parte del nucleo della piega è formato dal suo membro delle Marne della Rivercina mentre ai fianchi compaiono alternanze tra calcari e siltiti rossastre della sezione sommitale, che preludono al passaggio ai Calcari a Calpionelle visibili in lontananza verso NO. Guardando verso E si vedono le creste diasprine del Monte Castello.

Lasciata l'auto, scendiamo a piedi qualche decina di metri verso una piccola punta rocciosa formata dai Diaspri di Monte Alpe, e ci fermiamo davanti a questo affioramento. Ci troviamo qui lungo una faglia normale ad alto angolo, Faglia di Monte Castello, che fa parte di un sistema di faglie normali ad alto angolo con andamento NE-SO che interessano solamente l'Unità ofiolitica Monte Strega e disegnano a N il Graben di Cima del Monte, interrotto a NE dalla Faglia di trasferimento sinistra di Cima del Monte. Le due faglie principali sono, a S la faglia di Monte Castello immersa a NO e a N quella dell'Acqua Cavalla immersa a SE. La Faglia di Monte Castello delimita a SE la porzione ribassata del graben e mette a contatto i Diaspri di Monte Alpe fortemente spiegazzati, a S, con una serie di pieghe da decametriche ad ettometriche con asse circa NS, costituite dalla Formazione di Nisportino con al nucleo i Diaspri di Monte Alpe, a N.

Si può qui osservare lo specchio di faglia, su cui si sono formate numerose striature ad andamento verticale (dip-slip) che indicano il movimento della faglia, in questo caso un ribassamento verso NO.



Figura 2 Il filone magmatico shoshonitico. La freccia indica un grande xenocrystallo di K-feldspato (da Conticelli et al., 2001).

Nella zona di faglia si è formata breccia di faglia (gouge), larga anche qualche metro, formata essenzialmente da elementi diasprini, con frammenti dei vari litotipi della Formazione di Nisportino. Possiamo osservare un filone di una roccia porfirica grigio scura e bruna ricca in fenocristalli, che intrude, con assetto indeformato la breccia tettonica della Faglia di Monte Castello e prosegue poi verso N (con una leggera inclinazione verso O) attraversando le litologie marnoso-siltose della formazione di Nisportino. Questo filone (Filone di Monte Castello) è seguibile fino alla Faglia dell'Acquacavalla, entro cui sembra scomparire. Si tratta di un filone (Bortolotti et al., 2001, 2015; Conticelli et al., 2001; Principi et al. 2015) spesso da pochi a circa 140 centimetri che mostra una tessitura porfiritica (Fig. 2) con fenocristalli di plagioclasio labradoritico-bitownitico, clinopirosseno augitico, olivina, e scarsi xenocristalli di K-feldspato (oligoclasio) di dimensioni fino a 10 cm. Per l'intensa alterazione i minerali originari sono spesso sostituiti da minerali secondari: in qualche caso clinopirosseno e plagioclasio sono ancora preservati, mentre l'olivina è sempre sostituita

da aggregati di smectite (non è quindi analizzabile) entro cui si osservano inclusioni di clinopirosseno diopsidico e Mg-cromite. La massa di fondo è costituita da clinopirosseno, K-feldspato, plagioclasio, magnetite ed apatite. La composizione della roccia totale indica che il magma d'origine, con sorgente nel mantello superiore, era shoshonitico, con chiara affinità alcalino-potassica. Questi dati aggiunti a quelli sugli elementi in tracce indica che questo filone appartiene alla serie potassica Plio-Pleistocenica italiana e assomiglia fortemente alle rocce dell'Isola di Capraia e della Toscana meridionale (Peccerillo et al., 1987; Westerman et al, 1994). La sua composizione indica altresì che ha attraversato, senza evidenti contaminazioni, un corpo monzogranitico che gli ha ceduto i grandi xenoliti. La loro presenza e la mancanza di paragensi di reazione indica chiaramente che il filone ha attraversato il monzogranito, molto probabilmente il Monzogranito di Porto Azzurro, dopo il suo raffreddamento.

Una datazione radiometrica col metodo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Conticelli et al., 2001) ha fornito un'età di cristallizzazione di $5,83 \pm 0,14$ Ma, che corrisponde al Messiniano superiore, età dell'ultimo evento del complesso magmatico dell'Elba orientale, il plutone di Porto Azzurro (circa 5,9 Ma), cui il filone sembra legato.

Risalendo verso il crinale si può osservare sul terreno il filone e i suoi rapporti con i vari termini della Formazione di Nisportino. Si torna così al luogo di parcheggio. In sintesi in quest'area sono ben visibili gli effetti di due tipi di deformazione della copertura sedimentaria giurassico-cretacea della Unità ofiolitica Monte Strega:

a) deformazione plicativa, più antica, che ha formato strutture anticlinali e sinclinali ad andamento N-NO/S-SE, quasi verticali ma con leggera vergenza verso E;

b) più recente, distensiva, che si struttura in una serie di faglie ad andamento NE-SO che disegnano un piccolo graben (Gaben di Monte Castello) di cui le faglie di Monte Castello e quella antitetica ad O dell'Acquacavalla delimitano il blocco ribassato, (Bortolotti et al., 2001, 2015; Principi et al. 2015).

A NE queste faglie si interrompono contro una linea trascorrente sinistra NO-SE, la Faglia di Cima del Monte, a SO sembrano scomparire sotto la Faglia normale a basso angolo dell'Elba Centrale (fig 1), che sarebbe quindi più antica, e lungo cui sembra essersi prodotto, a causa del sollevamento del Monte Capanne (età isotopica circa 6,9 Ma), uno scivolamento delle Unità Lacona e Ripanera verso E, fino ad accavallarsi sull'Unità ofiolitica Monte Strega.

È possibile a questo punto ricavare una cronologia relativa degli eventi che hanno interessato la zona:

1- L'evento più antico, compressivo, ha causato il piegamento dell'Unità Monte Strega. L'età è qui non definibile ma si deve supporre compresa tra l'età più giovane delle rocce interessate dal piegamento (qui il Cretaceo degli Scisti a Palombini, ma poco più ad O l'Eocene medio dell'Unità Lacona) e l'età delle Faglie di Monte Castello e dell'Acqua Cavalla, la prima delle quali ha una breccia di faglia intrusa da un filone del Messiniano superiore: l'intervallo di tempo disponibile, dai dati qui disponibili quindi dall'Eocene medio/?superiore a prima del Messiniano superiore.

2- Una fase distensiva con la formazione del Graben di Monte Castello, prima del Messiniano superiore (età della messa in posto del plutone di Porto Azzurro cui il filone sembra essere collegato), e probabilmente abbastanza precedente. Se la Faglia dell'Elba Centrale è legata al sollevamento del plutone di Monte Capanne (età isotopica circa 6,9 Ma, Messiniano inferiore) potrebbe essere anche più vecchio del plutone stesso, ed entrare nel Tortoniano.

3- Seguono due eventi cui non possiamo dare un ordine di precedenza:

- 3a- la formazione della Faglia di trasferimento di Cima del Monte, che interrompe il Graben
- 3b- l'intrusione del filone (età isotopica 5,83 Ma, Messiniano superiore).

Successivamente, ma solamente più ad E, si trova un sistema di faglie normali ad alto angolo. ad andamento N-S (databile tra 5,4 e 4,8 Ma) che rappresenta l'ultimo evento tettonico nell'Isola d'Elba.