ITINERARIO N° 6 *(B. Galbiati, G. Principi)*

DA VARESE LIGURE A LEVANTO (km 143).

Le Unità Liguri Interne

INFORMAZIONI GENERALI SULL'ITINERARIO

L'itinerario si sviluppa su buone strade asfaltate di montagna, ma anche in terra battuta, ripide e sassose. Comprende brevi tratti a piedi ed alcune deviazioni.

Partendo da Varese Ligure, dopo avere fatto una breve visita al "Borgo rotondo" (XII sec.), si percorre l'alta Val di Vara (sp 49) fino oltre Comuneglia e Codivara e, attraversato il T. Vara passando in destra orografica, si sale al Passo del Biscia, a SE di M. Chiappozzo. Si scende quindi verso Arzeno e Reppia sulla sp 26 fino a guadagnare il fondovalle Graveglia che si percorre da Reppia fino alla confluenza col T. Entella. Scesi a Lavagna ci s'immette sull'Aurelia (ss 1) puntando a sinistra per Sestri Levante e Riva Trigoso, dove termina la prima parte dell'itinerario.

Dalla ss 1 all'altezza di Riva Trigoso si raggiunge la ss 523 per Casarza Ligure e, in località Bargonasco, si devia a sinistra per Bargone. Da qui per una strada stretta e sassosa che porta a Disconesi si sale al Passo del Bocco. Dopo alcune deviazioni a piedi si torna a Bargonasco da dove ci si riallaccia di nuovo all'Aurelia per raggiungere il Passo del Bracco. Si scende verso Mattarana e Ziona per poi tornare indietro e, al bivio della Baracca, si devia per Piazza e Levanto dove termina la seconda parte dell'itinerario e da dove è possibile fare brevi escursioni alle Cinque Terre.

Prima parte: da Varese Ligure a Riva Trigoso (km 57). *Le Unità Liguri Interne di Tavarone, M. Porcile e M. Zatta. (B. Galbiati)*

Seconda parte: da Riva Trigoso a P.so del Bocco (km 19). *Le serie ofiolitiche del Bargonasco. (G. Principi)*

Terza parte: da P.so del Bocco a Levanto (km 67). *Le serie ofiolitiche della zona del Bracco. (L. Cortesogno, L. Gaggero, G. Principi)*

Cartografia consigliata

Carte topografiche - *Atlante stradale d'Italia (T.C.I.) 1:200.000. Fogli I.G.M. 1:100.000*: n. 83 (Rapallo), 84 (Pontremoli), 94 (Chiavari) e 95 (La Spezia). *Tavolette I.G.M. 1:25.000* di Maissana (F. 84), Sestri Levante (F. 94), Varese Ligure, Mezzanego, Castiglion Chiavarese, Sesta Godano, Moneglia e Levanto (tutte nel F. 95). *Fogli I.G.M. 1:50.000* n. 232 (Sestri Levante) e 247 (Levanto).

Carte geologiche - G. Braga et al., *Schema strutturale della Val di Vara* (1972). F.A. De Candia e P. Elter, *Carta geologica della zona del Bracco nel settore fra Levanto e M. Zatta (1:25.000)* (1972). E. Abbate et al., *Carta geologica delle ofioliti del Bargonasco e dell'alta Val Graveglia (1:25.000)* (1980-92). L. Cortesogno et al., *Carta geologica delle ofioliti del Bracco, tra Levanto e Velva (1:25.000)* (1981). M. Marroni e M. Meccheri, *Carta geologico-strutturale dell'alta Val di Vara (1:25.000)* (1992).

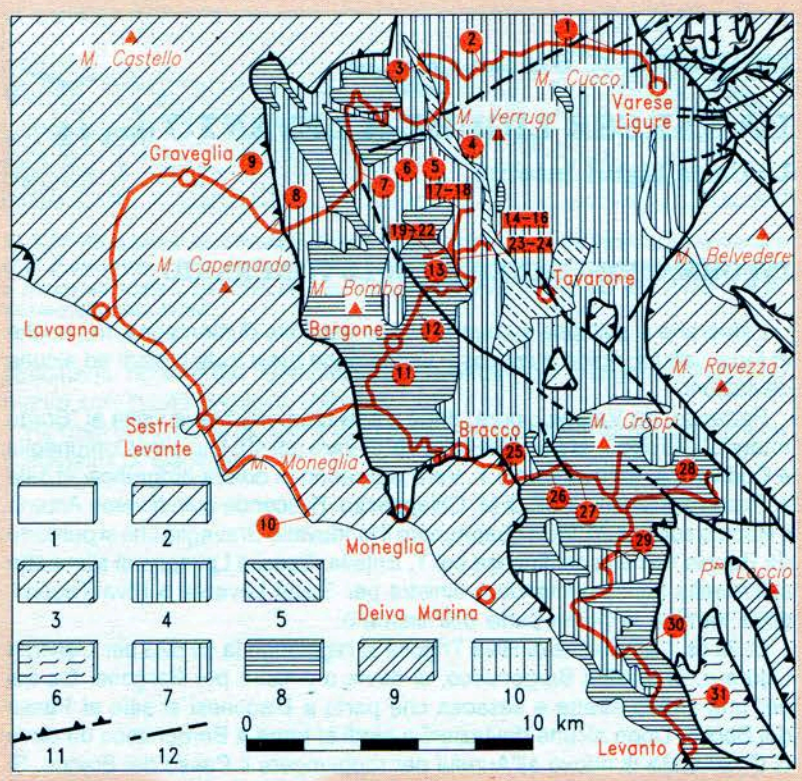

fig. 6.1 - Schema geologico. In colore: topografia, itinerario, soste. ***1****= Alluvioni recenti;* ***2****= Unità Antola;* ***3****= U. Zatta (U. Gottero Auct.);* ***4****= U. ofiolitica del Bracco l.s.;* ***5****= C. Colli-Tavarone;* ***6****= U. di Lizza (cfr. Colli-Tavarone);* ***7****= U. Ottone-Casanova (Liguridi Esterne);* ***8****= Ofioliti dell'U. Bracco;* ***9****= U. Canetolo;* ***10****= Macigno;* ***11****= Limite di unità tettoniche;* ***12****= Faglie.*

Sguardo geologico d'assieme *(G. Principi)*

Come mostra la fig. 6.2, le aree "ofiolitiche" della Liguria orientale si possono suddividere in due grandi zone; quella più occidentale (zona A), dove le ofioliti (vedi introduzione generale) sono presenti in giacitura "primaria" e formano il basamento delle Liguridi Interne; quella più orientale (zona B) dove le ofioliti sono presenti in giacitura "secondaria" alla base e dentro i flysch cretaceo-paleocenici delle Liguridi Esterne.

Le unità della zona A sovrastano tettonicamente quelle della zona B. Le unità della Val Graveglia-Bargonasco (A1a) sovrastano quelle del Complesso di Tavarone (A2a). Discutibili sono i rapporti geometrici tra le unità della zona del Bracco (A1b) e quelle del Bargonasco-Val Graveglia, così come l'identificazione dell'Unità di Lizza (A2b, sottostante a quella del Bracco) con il Complesso di Tavarone. Le unità della zona Scogna-Rocchetta di Vara (A1c) richiamano quelle della zona del Bracco ma non si conosce come avvenga il loro collegamento al di sotto del *graben* del Vara.

Tutti i terreni ofiolitici della zona "A" sono riconducibili al Supergruppo della Val di Vara. In queste zone la porzione più alta formata da Argille a palombini, Formazione di Val Lavagna e Arenarie di M. Gottero, è vistosamente sovrascorsa sui termini della porzione inferiore, giurassico-cretacea.

Per tale ragione alcuni preferiscono mantenere formalmente divise queste due porzioni del Supergruppo della Val di Vara distinguendo un'Unità di M. Gottero (M. Zatta), più interna, da un'Unità del Bracco, ofiolitica, più esterna.

Per i fautori dell'unicità della successione, il sovrascorrimento rappresenta solo un accidente tardivo che ha interessato il livello delle Argille a palombini.

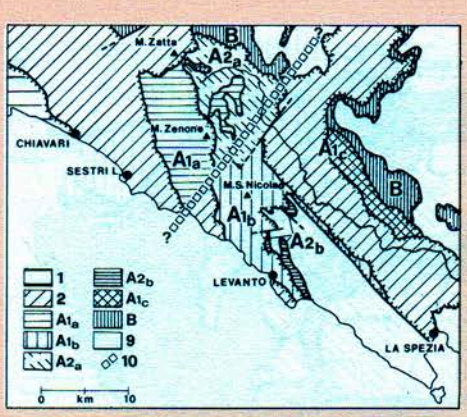

*fig. 6.2 - Le "zone" ofiolitiche della Liguria orientale: le zone **A** con ofioliti in posizione primaria, le zone **B** con ofioliti in posizione secondaria. **1**= Unità Antola; **2**= Unità del M. Zatta (Gottero Auct.); **3**= Unità (ofiolitica del) Bargonasco-Val Graveglia (A1a); **4**= Unità (ofiolitica del Massiccio del) Bracco-Levanto (A1b); **5**= Unità (ofiolitica di) Colli-Tavarone (A2a); **6**= Unità (ofiolitica) di Lizza (A2b); **7**= Unità ofiolitica di Rocchetta di Vara-Scogna (A1c); **8**= Liguridi Esterne (Zona B); **9**= Unità Toscane e Unità Canetolo; **10**= Probabili lineamenti tettonici.*

In questa descrizione si farà riferimento al Supergruppo della Val di Vara come "megasequenza tettonostratigrafica ofiolitica" corrispondente ad una paleogeografia vasta e composita della quale descriveremo le unità tettoniche (e stratigrafiche) come sono state distinte nelle cartografie più recenti.

La fig. 6.3 mostra con più dettaglio gli schemi strutturali delle zone ora menzionate. Nelle descrizioni successive sarà fatto sovente riferimento alle unità, subunità ed elementi descritti in questi schemi, in special modo per coloro che volessero dedicare molta attenzione ai problemi geologici della zona.

a) Zona Bargonasco-Val Graveglia (=Zona A1a di fig. 6.2).

In quest' area i termini del Supergruppo della Val di Vara vengono suddivisi in due unità principali (fig. 6.3): l'Unità di M. Zatta (Unità Gottero Auct.) e la sottostante Unità di M. Porcile.

Sia le due unità principali che le loro subunità (vedi fig. 6.3) sono tettonicamente sovrapposte con vergenza appenninica. L'Unità di M. Zatta è composta, dal basso verso l'alto, da Argille a palombini, Formazione della Val Lavagna, Arenarie di M. Gottero. Queste formazioni, in giacitura diritta, sormontano in discordanza varie subunità dell'Unità di M. Porcile. L'Unità di M. Porcile, anche se tettonicamente disgiunta da piani di scorrimento che ne distinguono le subunità, può essere ricomposta in una breve serie di pieghe alla megascala il cui elemento principale è un'anticlinale (ben visibile nelle sezioni di fig. 6.4 e ben descritta nella Sosta 6.6). La Subunità di M. Bocco, arealmente la più estesa, forma il fianco rovescio di questa anticlinale. L'allineamento M. Pu, M. Alpe, M. Porcile, M. Chiappozzo, M. Coppello è una linea di cerniera con ritorni, anche estesi, in giacitura diritta (vedi sezioni in fig 6.4). La Subunità di Rivo Orti, in giacitura normale, affiora in finestra tettonica sotto quella di M. Bocco ed è il fianco normale della sinclinale sottostante. I terreni delle Subunità di M. Ciazze e di Rio Gromolo, con giaciture diritte, rappresentano il fianco normale dell'anticlinale. Alcune porzioni più occidentali dell'Elemento di M. Bianco (Subunità di Rio Gromolo) appartengono al nucleo ed al fianco rovescio della sinclinale sovrastante. I terreni della Subunità di Monte Domenico probabilmente rappresentano elementi plicativi minori sovrastanti a quelli ora descritti.

Dal punto di vista paleogeografico, come mostra lo schema palinspastico di fig. 6.5, il basamento oceanico era serpentinitico con l'eccezione della zona sud-orientale (riferimenti attuali) dove era gabbrico. I basalti non rappresentavano una copertura continua e le brecce ofiolitiche formavano cumuli cuneiformi localizzati alimentati da zone diverse: le Brecce di M. Capra da N; quelle di M. Zenone da S. Variabili sono gli spessori dei Diaspri di M. Alpe. Le zone serpentinitiche a nord (M. Coppello) ed ad ovest (M. Bianco-Case Boeno) rappresentavano zone di alto relativo.

b) Zona Tavarone (=Zona A2a di fig. 6.2).

In questa zona affiora una porzione più esterna del Supergruppo della Val di Vara codificata come Unità Tavarone che, per quanto tettonicamente alquanto tormentata, non viene suddivisa in elementi tettonici minori (fig. 6.3). A grandi linee le successioni, formate da un basamento serpentinitico-gabbrico sormontato da sedimenti tipo Argille a palombini seguiti dalla Formazione di Val Lavagna e quindi dalla Formazione di Colli-Tavarone (paleocenica), mantengono un assetto generale a giacitura normale. Ad ovest questa unità è sormontata dalle Unità Bargonasco-Val Graveglia che si prolungano verso est con i grandi *klippen* di M. Scogliera e di M. Cucco; ad est è sormontata per scorrimento dai termini terrigeni cretaceo-paleocenici dell'Unità M. Gottero (ricollegabile all'Unità di M. Zatta). A nord sormonta l'Unità Ottone-S. Stefano che compare in finestra anche nella valle dello Scagliana (affluente del Vara). Verso sud i rapporti con l'Unità Bracco non sono ancora ben definiti. Potrebbe esserci una continuità strutturale tra l'Unità Tavarone ed alcune subunità di quella del Bracco. Oppure l'Unità Tavarone è solo riconducibile all'Unità di Lizza sottostante a quella del Bracco. In quest'ultima ipotesi tra l'Unità Bracco e quella di Tavarone dovrebbe esserci un limite strutturale trasversale (faglia del Petronio ?).

La paleogeografia giurassica di quest'area non è facilmente ricostruibile, gli elementi a disposizione ci possono solo far supporre che potrebbe essere stata molto simile a quella della Subunità

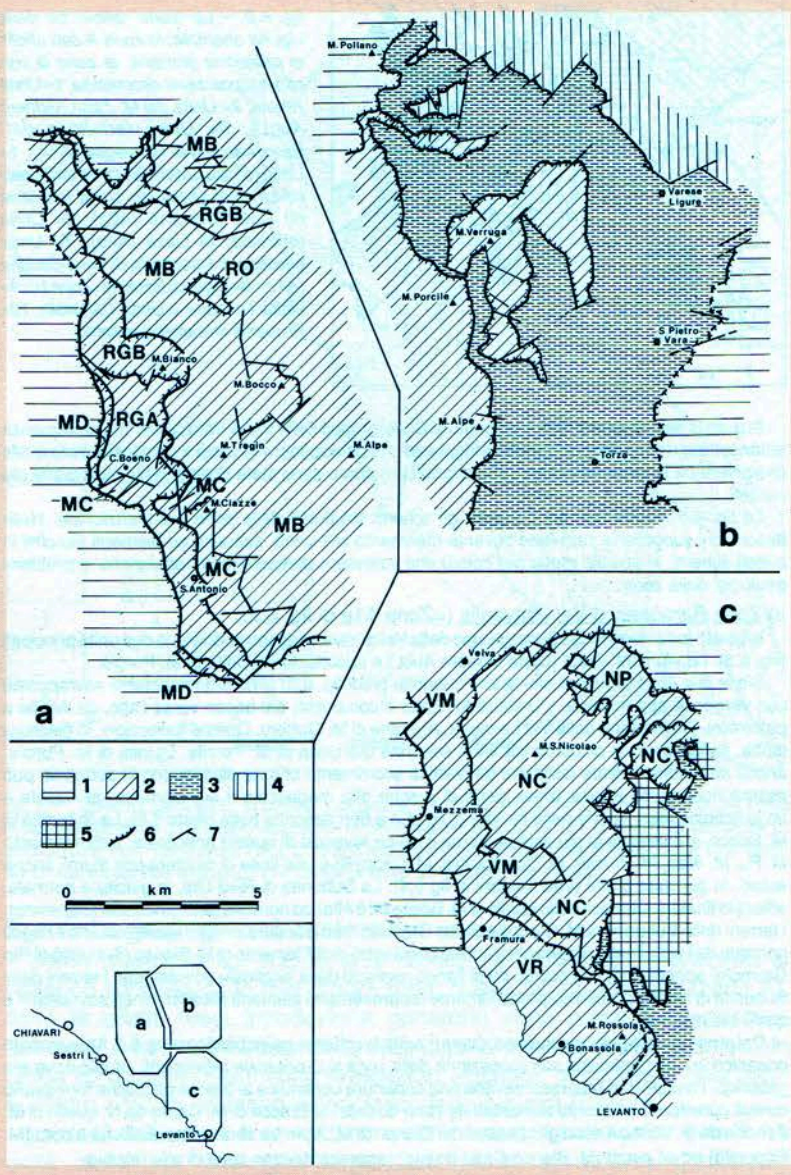

fig. 6.3 - Quadro strutturale delle zone ofiolitiche del Bargonasco-Val Graveglia (da Abbate et Al. 1980-92, ridisegnato), del Massiccio del Bracco (Da Cortesogno et al., 1981, ridisegnato) e della zona Colli-Tavarone (Da Marroni e Meccheri, 1992, ridisegnato). ***1****= U. M. Zatta-M. Gottero;* ***2****= U. M. Porcile-Bracco:* ***MD****= Su. M. Domenico,* ***RGB****= Su. Rio Gromolo (Elemento M. Bianco),* ***RGA****= Su. Rio Gromolo (Elemento Sant'Antonio),* ***MC****= Su. M. Ciazze,* ***MB****= Su. M. Bocco,* ***RO****= Su. Rivo Orti,* ***VR****= Su. Velva (Elemento M. Rossola),* ***VM****= Su. Velva (Elemento Mezzema),* ***NC****= Su. S. Nicolao (Elemento Canegra),* ***NP****= Su. S. Nicolao (Elemento Pavereto);* ***3****= U. Lizza-Colli-Tavarone;* ***4****= flysch ad elmintoidi l.s.;* ***5****= U. Toscane e U. Canetolo;* ***6****= Sovrascorrimenti principali e secondari;* ***f****= Faglie.*

di Velva della zona del Bracco.

c) Inquadramento strutturale della zona del Bracco (=Zona A1b di fig. 6.2).

Anche nella zona del Bracco (fig. 6.3) l'Unità Gottero, riconducibile direttamente all'Unità di M. Zatta della zona precedente, sormonta l'Unità Bracco identificabile, almeno in parte, con l'Unità di M. Porcile e forse in parte anche con l'Unità Colli-Tavarone alla quale è assimilata anche la

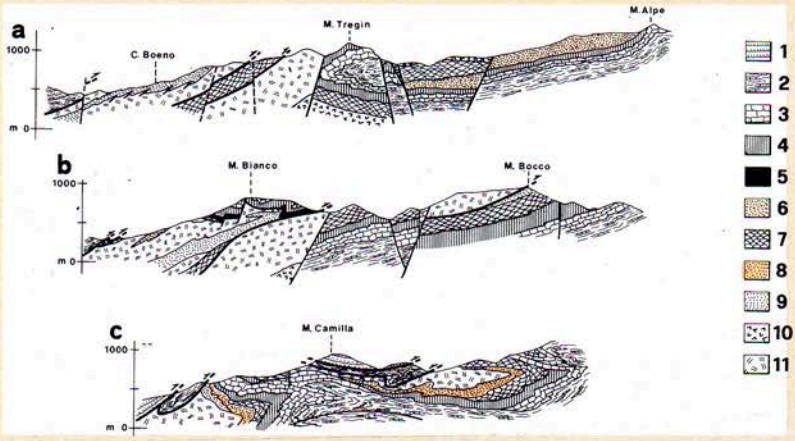

*fig. 6.4 - Sezioni della zona Bargonasco-Val Graveglia (Da Abbate et al., 1980- 92. Per l'ubicazione vedi anche fig. 6.3). **1**= Formazione di Val Lavagna e Arenarie di M. Gottero; **2**= Argille a palombini; **3**= Calcari a calpionelle; **4**= Diaspri di M. Alpe; **5**= Brecce di M. Bianco; **6**= Brecce di M. Zenone e Brecce di Movea; **7**= basalti a pillow; **8**= Breccia di M. Capra; **9**= Breccia di Casa Boeno; **10**= gabbri; **11**= serpentiniti.*

sottostante Unità di Lizza (Zona A2b di fig. 6.2). Queste tre unità sormontano quindi l'Unità Canetolo e la sottostante Falda Toscana qui raggruppate nell'Unità Canetolo-Toscanide.

La divisione tra le subunità e gli elementi dell'Unità del Bracco (vedi fig. 6.3) è segnata o da scorrimenti di entità limitata o da nuclei più o meno elisi di sinclinali. L'Elemento di M. Rossola della Subunità di Velva è costituito da sequenze molto spesse con basalti, brecce e sedimenti associati che poggiano su un basamento fatto sia da lherzoliti serpentinizzate che da gabbri. L'Elemento di Mezzema è caratterizzato dalla mancanza assoluta di basalti, da uno spessore ridotto di brecce e di Diaspri e da un basamento esclusivamente serpentinitico. L'Elemento di Canegreca della Subunità di M. S. Nicolao è costituito da un corpo gabbrico (Bracco) intruso in serpentiniti lherzolitiche, su cui poggiano coperture di spessore variabile, generalmente ridotte, rappresentate da brecce gabbriche, spesso incartografabili, rare brecce tipo Breccia di Levanto e Breccia di Framura, rare ftaniti e Argille a palombini. L'Elemento di Pavereto è del tutto simile all'Elemento di Mezzema.

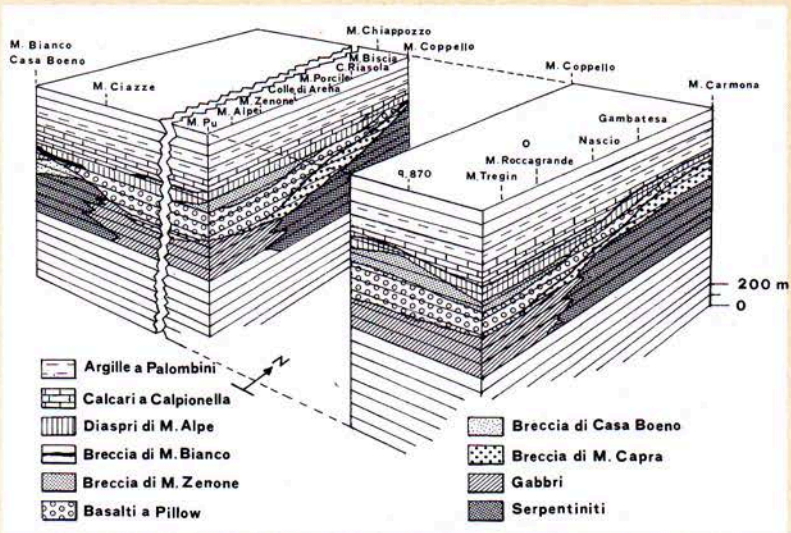

fig. 6.5 - Ricostruzione palinspastica e paleogeografica della zona Bargonasco-Val Graveglia (da Abbate et al., 1980-92, ridisegnato).

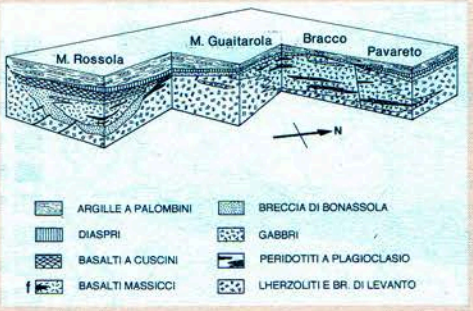

fig. 6.6 - Ricostruzione palinspastica e paleogeografica della zona del Bracco (da Cortesogno et al., 1987, ridisegnato).

La paleogeografia della zona del Bracco (fig. 6.6) era caratterizzata da un basamento serpentinitico inglobante grandi masse gabbriche. Vi erano zone molto elevate, sia gabbriche (Massiccio del Bracco) che serpentinitiche (Mezzema, Pavereto) senza basalti e serie di coperture ridotte. Una zona particolarmente depressa, dove si accumulavano grandi quantità di brecce ofiolitiche e basalti, era rappresentata dall'Elemento di M. Rossola.

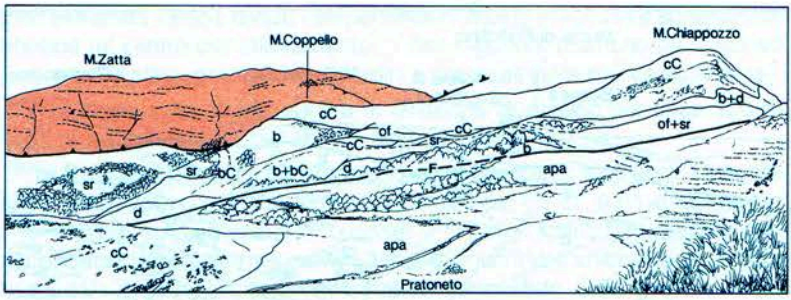

*fig. 6.10 - Panoramica da Costa Riasola verso nord: l'U. di M. Zatta (sullo sfondo) è sovrapposta per sovrascorrimento all'U. di M. Porcile intensamente deformata (v. testo); **F**= faglia di Trambacco.*

stratigrafica il Conglomerato di Portofino (cP).

- Panoramica su M. Zatta e a M. Chiappozzo (nord) - l'insieme delle faglie descritte nella precedente panoramica è responsabile della depressione strutturale già segnalata nella Sosta 6.5 ed estesa dai prati situati al di sotto e di fronte a chi guarda (indicati come "Pratoneto" nella fig. 6.10 e corrispondenti all'angolo inferiore destro della fig. 6.9) fino alla valle situata a sinistra, oltre Arzeno e Botasi. In quest'area affiora, oltre alle ofioliti di Arzeno e Botasi (fig. 6.9), il fianco diritto della piega coricata di M. Porcile generalmente rappresentato dalle Argille a palombini (v. Sosta 6.6 c), subordinatamente dal Calcare a calpionelle. È dunque su queste formazioni che si imposta "Pratoneto"; in esse è possibile riconoscere una dolina, avente l' "inghiottitoio" all'estremità occidentale del prato.

La depressione descritta è limitata verso nord da un'altra faglia (F nella fig. 6.10), subparallela a quella disposta all'incirca lungo la sp 26, ed abbassante il blocco meridionale situato verso chi guarda e comprendente Pratoneto. Tale blocco pertanto, può essere inteso come una sorta di "*graben*". Al di là della faglia di Trambacco, la piega di M. Porcile appare sollevata: il suo fianco diritto affiora in alto, tra M. Chiappozzo e M. Coppello; il nucleo ofiolitico affiora estesamente al di sotto, a partire dal versante meridionale di M. Chiappozzo (of+sr) dove sono visibili le stesse serpentiniti con oficalci osservate dalla Sosta 6.5, per giungere alle zone topograficamente più depresse visibili a sinistra (sr), attraverso gli affioramenti intermedi (sr, b+bC). Al di sotto della coltre ofiolitica sono sporadicamente visibili lembi della copertura vulcanica e sedimentaria rovesciata, appartenenti al fianco inferiore della piega e rappresentati nella fig. 6.10 da alcuni lembi situati presso la faglia di Trambacco (d, b).

Al di sopra di tutto, in alto a sinistra, il sovrascorrimento di M. Zatta contrappone alla successione ofiolitica intensamente deformata della U. di M. Porcile sottostante, le torbiditi arenacee delle Arenarie di M. Gottero, qui pochissimo disturbate. Le bancate arenacee, organizzate in cicli negativi riferibili a lobi deposizionali, sono chiaramente visibili sul versante meridionale di M. Zatta (in tratteggio sulla fig.) solo nelle giornate più limpide.

Si ritorna alla vettura e si scende lungo la Val Graveglia, ricca di acque minerali (fonte S. Rita presso Statale) e di mineralizzazioni (a solfuri: in varie località soprattutto a nord di Reppia; a manganese: a Gambatesa, M. Porcile, Cassagna e Molinello; nel nucleo antico di Reppia è in allestimento una esposizione dei numerosi minerali provenienti dalla zona). La vallata è anche interessata da numerose attività estrattive (cave): Calcare a calpionelle tra Arzeno e Prato (tra il km 12 e il km 11 e tra il km 9 e il km 8 della sp 26); pietre ornamentali, oficalci (presso Iscioli), ardesie (nella bassa valle).

Poco dopo il bivio per Statale ci si ferma nei pressi del ponte di Lagoscuro a 10-15 km dalla sosta precedente.

Sosta 6.7 - La successione ofiolitica della Val Graveglia al ponte di Lagoscuro. Benchè le formazioni siano fortemente raddrizzate, con giaciture prossime alla verticale e siano interessate da alcuni disturbi tettonici (pieghe e faglie), non viene alterata la complessiva continuità della successione stratigrafica, qui particolarmente ricca di termini, sviluppata come spessore e molto bene esposta.

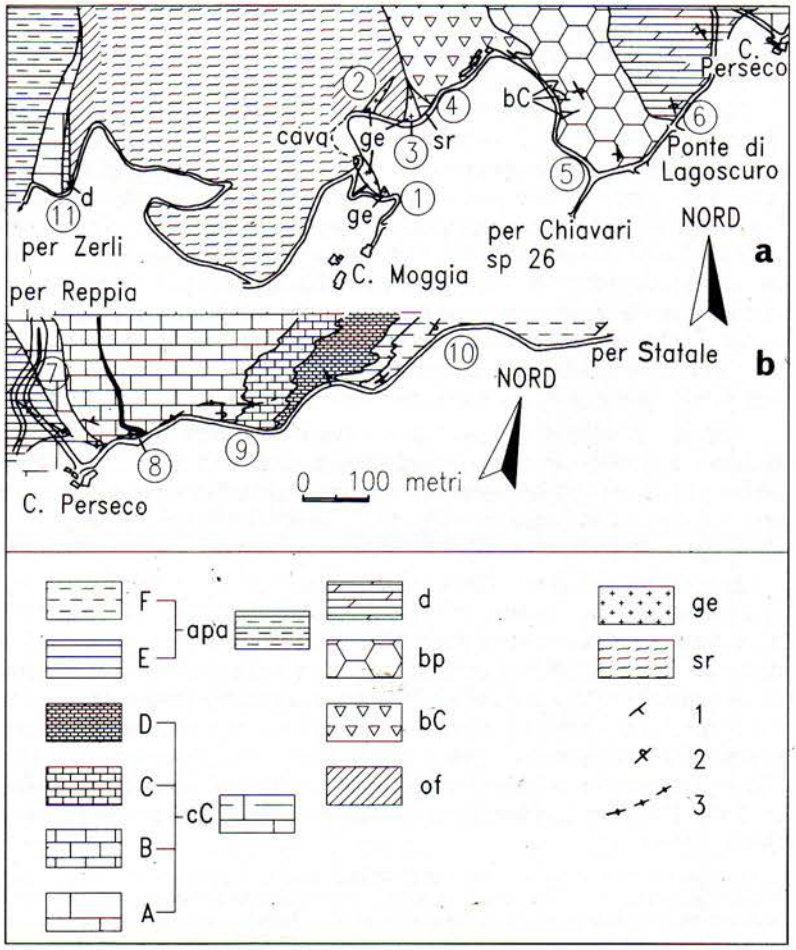

fig. 6.11 - Itinerario da percorrere nella Sosta 6.7, con indicati i punti (da 1 a 11) degli affioramenti descritti nel testo. ***apa****= Argille a palombini;* ***cC****= Calcari a calpionelle;* ***d****= Diaspri;* ***bp****= basalti a pillows;* ***bC****= Breccia di M. Capra;* ***of****= oficalci;* ***ge****= gabbri;* ***sr****= serpentiniti;* ***1****= strati diritti;* ***2****= strati rovesciati;* ***3****= traccia di superficie assiale di anticlinale coricata.*

Conviene partire dalla base stratigrafica e procedere verso il tetto; per questo si risalga la strada di Zerli per circa 800 m e ci si porti nell'ampio piazzale di una cava di oficalci ora abbandonata (fig. 6.11 a). Da qui si tornerà poi alla sp 26 che si risalirà per 300 m circa, fino al bivio con la strada per Statale che verrà risalita per circa 1 km (totale del percorso, da un estremo all'altro della serie, circa 1800 m).

- Serpentinite - Sulle pareti della cava sono esposte le serpentiniti; esse sono le stesse di M. Bossea, già osservate a distanza nella Sosta 6.6 (v. fig. 6.9).

Appaiono molto tettonizzate ed includono piccoli corpi di gabbro che generalmente non mostrano quei contatti primari che tuttavia possono essere presunti. Lo spaccato migliore per l'osservazione si trova poco distante a S della cava: si procede verso Zerli e si scende a sinistra sulla strada sterrata che porta a Case Moggia; dopo 100 m o poco più, nei quali viene superata una brusca curva a sinistra e poco prima di una curva opposta, appare sulla sinistra uno spaccato alto circa 6 m (1 nella fig. 6.11 a) di serpentinite, sul quale spiccano due superfici di colore giallastro sulle quali l'alterazione atmosferica ha evidenziato quelle caratteristiche tessiturali della roccia che normalmente non appaiono così ben riconoscibili. La serpentinite risulta suddivisa da un *banding*

presumibilmente tettonitico nel quale si alternano facies peridotitiche a contenuto normale di pirosseni, fasce con ridotta percentuale degli stessi e fasce, più ristette, di pirossenite. I cristalli di pirosseno, lucenti sulla frattura fresca ed in rilievo sulla superficie alterata, appaiono orientati lungo una foliazione leggermente trasversale al *banding*.

- Oficalci - La serpentinite è attraversata, nella parte destra dello spaccato di cava (2 di fig. 6.11 a; vedansi anche i massi a lato della strada), da numerose vene bianche di calcite e mostra localmente l'effetto di fenomeni idrotermali: assume cioè una colorazione rossastra e, pur conservando l'originaria tessitura, risulta pressochè completamente sostituita da calcite microcristallina nella quale è diffuso un pigmento ematitico. Il processo libera della silice che probabilmente genera a sua volta del talco compatto (steatite) di colore verde chiaro e di aspetto ceroide che si rinviene in rare plaghe centimetriche nella roccia. La serpentinite così trasformata è conosciuta col nome di "oficalce" ed è questa facies che, in aree non molto distanti (ad Iscioli), viene coltivata come pietra ornamentale.

- Gabbri - Si esce dallo spaccato di cava e poco oltre la sua estremità di destra, in corrispondenza di uno sperone roccioso (3 di fig. 6.11 a), affiora un bel gabbro (a pirosseni verdi lucenti e plagioclasio bianco o leggermente verdino) con grana molto variabile, fino a pegmatoide (cristalli larghi fino a 10 cm). Anche questo gabbro è incluso nella serpentinite di M. Bossea.

- Breccia di M. Capra - Dalla curva successiva, 50 m dopo il gabbro, fino alla successiva valletta, affiora una massa "rugginosa" (4 di fig. 6.11 a), estesa per diversi metri e costituita da basalto doleritico, interpretabile come un filone o frammento di filone incluso nella Breccia di M. Capra. Il contatto tra la breccia e la serpentinite, originariamente stratigrafico, risulta qui tettonizzato. In questa sezione la breccia non si presenta con buone esposizioni perchè molto alterata. Affiora infatti sporadicamente per circa 150 m, fino ad oltre le casette visibili sulla sinistra e la successiva valletta (q. 259). Presenta caratteristiche non dissimili da quelle osservate nella Sosta 6.6.

Dalla valletta citata fino al bivio con la sp 26 affiora il basalto a cuscini (piccolo taglio di cava all'inizio). In questo tratto la Breccia di M. Capra, con facies prevalentemente serpentinitica e piuttosto tettonizzata, si appoggia sul basalto con contatto molto inclinato e giacitura complessivamente rovesciata. Il limite corre lungo la strada: questo fatto ed alcune piccole faglie trasversali al percorso (sono evidenti numerosi piani striati) fanno si che, localmente, limitati affioramenti di breccia (che un esame sommario potrebbe far ritenere come intercalazioni nel basalto) rompano la continuità di affioramento del basalto.

- Basalto a pillows (a cuscini) - Il basalto appare bruno-rugginoso se molto alterato, verde e violaceo sulla superficie fresca. Il colore violaceo e rossastro, molto diffuso, indica il metamorfismo oceanico (spilitizzazione). Non sono rare vene tardive di calcite bianca ed epidoti verdi-giallastri.

Le forme a cuscino non sono sempre visibili mentre generalmente evidenti sono gli elementi prismatici che costituicono i *pillows* e che si possono considerare dovuti all'intersecarsi dei diversi ordini di fratture (radiali e concentriche) createsi all'interno del *pillow* in seguito al raffreddamento. I cuscini sono comunque osservabili in numerosi affioramenti e da due punti di vista. La colata basaltica può essere osservata dal basso stratigrafico poco prima di immettersi nella sp 26, guardando sulla sinistra (5 di fig. 6.11 a). La colata può inoltre essere osservata in sezione trasversale, lungo il taglio stradale della sp 26, tra il bivio per Zerli ed il ponte di Lagoscuro. Subito al di là di tale ponte si osserva, sulla destra, il tetto della formazione costituito da breccia di pillows ricca di matrice jaloclastitica.

- Diaspri - A questa breccia seguono i Diaspri di M. Alpe affioranti fino al bivio di Statale. Questa formazione ha colorazione rossa, è sottilmente stratificata, interessata da pieghe minute ben visibili anche alla scala

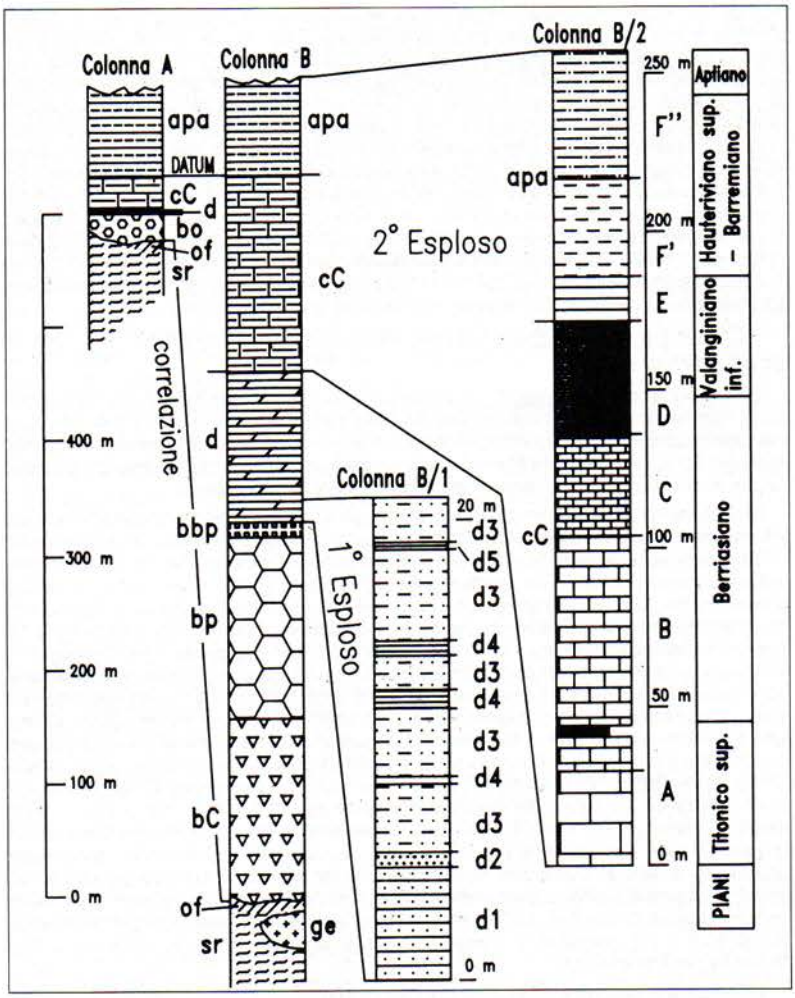

fig. 6.12 - La successione della Val Graveglia al ponte di Lagoscuro: colonne stratigrafiche. Le sigle hanno lo stesso significato di quelle delle fig. 6.11. Nella colonna B/1 è riportato un particolare della colonna B, tratto con modifiche da Conti e Marcucci, 1991; in essa le lettere poste a lato indicano: ***d1****= peliti siltose grigie verdi-scure;* ***d2****= brecciola ofiolitica gradata;* ***d3****= peliti rosse argilloso-silicee;* ***d4****= radiolariti rosse;* ***d5****= livello a radiolari del Calloviano medio. Nella colonna B/2 si trova un altro particolare dettagliato della colonna B; le lettere dalla A alla F'' indicano i diversi livelli descritti nel testo.*

dell'affioramento; essa genera arditi rilievi che emergono rispetto a quelli impostati sulle rocce contigue. In tutta l'area essa risulta mineralizzata, presentando patine ed impregnazioni anche profonde di colore nerastro e talora di aspetto metallico, costituite da ossidi di manganese. Anche nelle immediate vicinanze della strada sono visibili i manufatti che ne hanno permesso la coltivazione.

Nella sezione in esame i Diaspri iniziano (6 di fig. 6.11 a; colonna B/1 di fig. 6.12) con un pacco di strati scuri (d1 nella colonna) aventi colore verde sporco, potente all'incirca 5 m: si tratta di sedimenti argilloso-silicei e di siltiti probabilmente ofiolitiche. Seguono al tetto le facies più tipiche, rosse, che sono date da una fitta alternanza di radiolariti (di colore più chiaro, talora rosato, di aspetto granuloso ed in rilievo sul resto) e peliti di natura argilloso-silicea. In queste ultime, un maggior contenuto di silice, genera rocce compatte e molto dure (non vengono scalfite dalla punta del martello che lascia invece una riga metallica se strofinata sulla roccia) che si rompono con

superfici di frattura concoide-scheggiose, molto liscie. Quando al contrario prevale il contenuto argilloso su quello siliceo, si hanno rocce ad aspetto più scaglioso che vengono scalfite da una punta di ferro. La sedimentazione evolve in modo che verso il tetto della formazione le peliti si fanno più abbondanti e più argillose, diminuiscono altresì le intercalazioni radiolaritiche. Da segnalare la presenza (livello d2 nella colonna B/1 di fig. 6.12), nei primi strati rossi della facies tipica, di un paio di intercalazioni clastiche, la maggiore potente qualche decimetro, costituite da una brecciola ofiolitica (prevalentemente gabbrica) gradata fino a diventare un'arenaria della stessa natura: potrebbero rappresentare le facies distali della Breccia di M. Zenone, che occupa la stessa posizione stratigrafica e che affiora con spessore di centinaia di metri a soli 5 km verso SE. Qualche metro sopra tali intercalazioni è segnalato (livello d5 nella colonna B/1 di fig. 6.12) un contenuto fossilifero particolarmente significativo che permette di datare la base dei Diaspri come Calloviano medio (ca. 160 Ma). Il passaggio con la soprastante formazione è bene esposto sia prima, sia soprattutto dopo il bivio di Statale (7 di fig. 6.11 b) in un'area in cui le deformazioni tettoniche portano localmente la successione, normalmente rovesciata, in giacitura normale.

- Calcare a calpionelle - Calcare chiaro, siliceo, a grana molto fine, in strati medi e spessi.

La litozona basale (A nelle figg. 6.12, colonna B/2, e 6.11 b), ancora di età giurassica (Titonico sup.), rappresenta una transizione ai Diaspri; nelle ftaniti varicolori per lo più rossastre sono intercalati strati decimetrici di colore quasi bianco, a pasta molto fine, frattura concoide e superficie di frattura liscia. Nel calcare è diffusa abbondante silice, responsabile dell'elevata durezza della roccia; la silice si trova anche concentrata in noduli e liste di colore bianco.

Il colore del calcare diventa sovente verde sempre più scuro verso il bordo dello strato che risulta generalmente arricchito in silice presumibilmente acquisita in seguito a scambio metasomatico con le ftaniti contigue. Il calcare presenta talora una rada puntinatura bruna o nerastra ascrivibile alla presenza di ossidi metallici. Questa litozona affiora fino oltre C. Perseco dove i suoi ultimi strati si presentano piegati in una bella anticlinale rovesciata il cui piano assiale (cartografato nella fig. 6.11 b), ad andamento ondulato e complessivamente poco inclinato, si può seguire per un centinaio di metri verso Statale entro la litozona stratigraficamente sovrastante. Quest'ultima (B in fig. 6.11 b e nella colonna B/2 di fig. 6.12), come tutta la successione seguente, ha giacitura prevalentemente rovesciata. Essa presenta strati calcarei di spessore decimetrico aventi tonalità meno chiare e colori variabili tra bianco-grigio e bianco-verdino. Lo spessore delle intercalazioni pelitiche diminuisce, facendosi centimetrico e le ftaniti della litozona basale sono sostituite da argilloscisti grigi. È eccezionalmente presente un'intercalazione argillitica potente circa 3 m situata nella porzione inferiore della litozona. Essa è indicata con "8" nella fig. 6.11 b dove risulta cartografata in nero pieno e compare presso il limite Giurassico-Cretacico (fig. 6.12 colonna B/2). La soprastante litozona (C nelle figg. 6.11 b e 6.12) presenta come carattere peculiare rare intercalazioni di calcari granulosi. Il primo di questi (9 nella fig. 6.11 b), potente poche decine di centimetri, risulta essere una micrite a radiolari calcitizzati: la silice dei radiolari è stata mobilizzata durante le fasi postdeposizionali e si trova ora concentrata in liste di selce bianco-grigia. La litozona sommitale della formazione (D nelle figg. 6.11 b e 6.12, colonna B/2) presenta strati leggermente più sottili, di colore più scuro, alterati in un caratteristico colore rugginoso. Essa raggiunge come età il Valanginiano (Cretacico inf.).

Il Calcare a calpionelle passa con gradualità alla formazione soprastante.

- Argille a palombini - Argilloscisti e subordinati marnoscisti e siltiti, intercalati da strati calcarei (palombini).

Nella zona di transizione al Calcare a calpionelle (E nelle figg. 6.11 b e 6.12, colonna B/2), la natura del calcare (qui detto "palombino") non sembra cambiare sostanzialmente ma le intercalazioni pelitiche si fanno localmente più spesse (fino a decimetri) e la loro natura diventa alle volte marnosa. Ci si trova sempre nel Valanginiano.

Nella litozona soprastante (F nella fig. 6.11 b e F^{I} nella fig. 6.12, colonna B/2) compaiono, associati agli argilloscisti e ai marnoscisti, sottili (millimetrici e centimetrici) livelli di siltiti ed areniti fini a lamine sedimentarie. Infine, nella litozona qui sommitale (ma è probabile che la porzione più recente della formazione non sia qui rappresentata !) compaiono anche calcari granulosi costituenti sottili livelli (cm-dm) situati alla base degli strati di palombino. Si ricorda che la successione in esame è complessivamente rovesciata e che quindi tali livelli vanno generalmente ricercati alla sommità geometrica degli strati (10 nella fig. 6.11 b). Questa litozona (F^{II} nella fig. 6.12, colonna B/2 e indistinta dalla sottostante nella fig. 6.11 b) raggiunge come età l'Aptiano (circa al passaggio fra Cretacico inf. e Cretacico sup.).

Può essere interessante confrontare questa successione (colonna B nella fig. 6.12), potente più di 700 m (escluse serpentiniti, oficalci e gabbri) con le successioni lacunose e ridotte quanto a spessore (colonna A nella fig. 6.12), presenti con una certa frequenza nell'U. di M. Porcile, soprattutto sui fianchi diritti delle sue pieghe. Allo scopo può essere utile la seguente deviazione.

Deviazione per la successione ridotta sulla strada per Zerli. Si ritorna sulla strada per Zerli che si percorre fino al punto indicato col numero 11 sulla fig. 6.11 a. Qui è possibile vedere, in corrispondenza di una brusca curva della strada, una successione diritta (colonna A nella fig. 6.12)

potente al massimo un centinaio di metri, sovrapposta a serpentiniti che localmente presentano vene di calcite ed arrossamenti idrotermali (oficalci). Essa inizia con una roccia scistosa molto tettonizzata, riferibile ad una breccia ofiolitica, ed arriva alla Argille a palombini attraverso un sottile livello di Diaspri (2 m circa) ed un pacco di Calcare a calpionelle spesso solo alcune decine di metri. Per quanto sembri verosimile che le laminazioni tettoniche abbiano contribuito a ridurre lo spessore complessivo, tuttavia si ritiene che la successione fosse sottile fin dall'origine. Il motivo di queste variazioni di spessore nel bacino ofiolitico è stato trovato nella morfologia molto articolata dello stesso che offriva profonde depressioni in cui potevano accumularsi brecce ofiolitiche, colate basaltiche e sedimenti (per lo più rimaneggiati) e zone rilevate sulle quali brecce, colate e sedimenti non potevano arrivare (figg. 6 .5 e 6.6).

Si ritorna sulla sp 26 che si percorre verso Lavagna.

Per chi avesse tempo e nutrisse il desiderio di unire l'interesse geologico a quello turistico, si consiglia un'ulteriore deviazione: prima di arrivare a Pian di Fieno si salga a sinistra verso l'antico paese di Nascio dal quale è possibile osservare l'itinerario descritto nella Sosta 6.7, M. Bossea é la zona mineraria di Gambatesa, la successione rovesciata di Costa Riasola (q. 922 della Sosta 6.6 d) e, sullo sfondo, M. Zatta.

Si scende la Val Graveglia verso Lavagna. Poco prima di Frisolino si abbandona l'U. tettonica di M. Porcile e si entra nell'U. di M. Zatta, già osservata a distanza nella Sosta 6.5. Il passaggio tra le unità è coperto da vegetazione e non può dunque essere osservato.

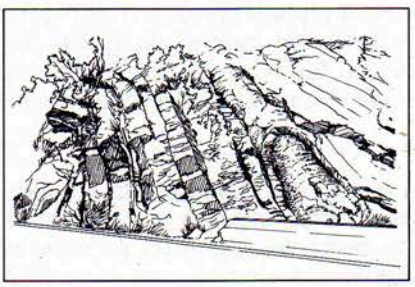

fig. 6.13 - Una delle numerose pieghe che deformano gli strati dei Calcari a calpionelle lungo la Val Graveglia.

Sosta 6.8 - Le Argilliti di Giaiette presso Frisolino. Circa 250 m oltre Frisolino, subito dopo il bivio per Zerli, è visibile sulla destra uno spaccato di argilliti grige, bluastre o verdine, localmente rugginose o nerastre per diffuse patine di ossidi metallici. In esse si trovano frammenti stratiformi piegati di areniti fini ed altro.

È questa la facies più comune con la quale si presentano le Argilliti di Giaiette, molto simile alla facies manganesifera della Formazione di Tavarone descritta nella Sosta 6.4 a. Le due formazioni sono coeve, hanno età paleocenica e si trovano al tetto delle rispettive successioni stratigrafiche. Solo per questioni di opportunità logistica si inizia l'esame della Successione della Val Lavagna partendo dal suo tetto.

Si prosegue sulla sp 26 verso Chiavari per quasi 5 km, fino a quando, superata una breve galleria, ci si ferma parcheggiando (con attenzione) la vettura sulla sinistra.

Sosta 6.9 - Le "Ardesie" a Ponte di Gaggia. Dalla parte opposta al parcheggio affiorano marnoscisti compatti (cioè poco friabili) di un caratteristico colore grigio (grigio "ardesia") che tende a schiarirsi sulla superficie di alterazione: sono le "ardesie" o "lavagne". Alternati ai marnoscisti si trovano subordinati livelli potenti generalmente pochi decimetri (2-3) e riconoscibili anche da lontano perchè leggermente in rilievo, non scistosi ed attraversati, pressochè ortogonalmente alla stratificazione, da vene di calcite bianca.

Osservati da vicino essi appaiono come arenarie piuttosto fini suddivise in lamine sedimentarie. Ogni livello arenaceo rappresenta l'intervallo basale di un ritmo torbiditico il cui tetto è rappresen-

parte generale ad eccezione dei termini ferro-gabbrici qui del tutto assenti; mentre le dioriti sono rappresentate da rarissimi filoni.

Nel corpo del gabbro sono presenti due sistemi di filoni basaltici paralleli: nella zona di NE (M. Taversa-M. Groppi) si trovano intervallati di poche decine di metri e talvolta di metri, presentano caratteri di primitività (risultanti sia dal chimismo della roccia totale che dalla composizione del clinopirosseno); i filoni basaltici nella zona di SO che compaiono in corrispondenza del M. S. Nicolao hanno direzione prevalente NE-SO e rispetto ai precedenti mostrano composizioni maggiormente frazionate pur risultando ancora tra i basalti più primitivi dell'Appennino Settentrionale.

Sosta 6.27 - Passo del Bracco, gabbro stratificato e filone basaltico. In prossimità del P.so del Bracco (km 456,1), presso il vecchio ristorante della Colletta, ormai abbandonato, il taglio stradale mette in evidenza una tessitura stratiforme del gabbro. Questa tessitura è dovuta ad alternanze decimetriche di gabbro troctolitico e di gabbro a clinopirosseno e risulta in variazioni della tonalità del colore.

Pochi metri oltre la curva, procedendo verso Mattarana, una piccola faglia porta a contatto del gabbro stratiforme, un gabbro a struttura isotropa, con composizione prevalente a plagioclasio e clinopirosseno, che presenta variazioni granulometriche da grana media fino a pegmatoide. Il gabbro isotropo è anche attraversato da un piccolo filone basaltico, a sua volta dislocato da fratture minori. Nel basalto sono ben visibili piccoli fenocristalli chiari di plagioclasio ed una brusca diminuzione granulometrica al contatto con il gabbro incassante che evidentemente al momento dell'intrusione doveva trovarsi a temperatura molto inferiore a quella del fuso.

Alcuni di questi filoni, sporgenti dalla massa gabbrica per effetto dell'alterazione selettiva, sono ben visibili sulla Costa di Persico, lungo la vecchia strada di servizio ai cantieri che collega l'Aurelia al casello di Deiva e sulla Schiena di Sciona, sia guardandola dall'autostrada in direzione N che osservandola dalla Costa di Persico.

Sosta 6.28 - Cava di Mattarana ed intercalazioni peridotitiche. Si procede oltre il bivio di Levanto (Osteria La Baracca) per 800 m verso Mattarana dove un breve tratto di carrareccia porta ad una piccola cava, sottostante la strada, aperta entro una lente di melatroctolite intercalata nei gabbri. Il termine melatroctolite si riferisce alla colorazione scura conferita a questi gabbri olivinici (troctolite) dalla concentrazione di minerali femici.

Le melatroctoliti si formano per differenziazione e concentrazione gravitativa di cristalli di olivina precocemente segregati dal fuso. L'olivina raggiunge in queste rocce percentuali in volume anche superiori all'80%. Dal liquido interstiziale tra i granuli di olivina sono cristallizzati plagioclasio e clinopirosseno diopsidico. Oltre all'olivina possono verificarsi anche minori concentrazioni di spinello cromifero.

Sul piano di cava alcuni blocchi di dimensioni metriche presentano una tessitura a grana media ed una struttura caratterizzata da granuli da millimetrici a centimetrici di olivina idiomorfa (nera opaca), in gran parte trasformata in serpentino, e da plagioclasio interstiziale (bianco opaco) alterato in aggregati di prehnite e granato (idrogrossularia).

A zone, sulla superficie dei blocchi, si osservano allineamenti di piccoli cristalli (circa 0,5 mm) di spinello cromifero di colore nero e con lucentezza metallica. Dispersi nella massa, compaiono grandi individui (fino a qualche decimetro) di clinopirosseno inglobante una trama di olivine tondeggianti (struttura pecilitica). La struttura ed un andamento complessivamente secondo piani paralleli della tessitura evidenzia la deposizione per cumulo gravitativo.

Sulle pareti della cava e in blocchi piccoli nel piano di cava, la melatroctolite si presenta anche con una rara struttura caratterizzata da granuli di olivina scheletrici che possono raggiungere anche dimensioni di 30 cm e oltre. In molti casi, la geometria di queste strutture scheletriche, talvolta evidenziata dall'erosione selettiva, risulta di particolare pregio estetico.

Proseguendo in direzione di Mattarana, lungo l'ultimo chilometro prima dell'abitato, compaiono ripetute intercalazioni lentiformi di melatroctolite nel gabbro. Le stesse sono visibili dall'altra parte del crinale lungo il taglio della strada per Ziona-Carro che s'innesta sull'Aurelia poco prima di Mattarana. Le intercalazioni scure, dallo spessore metrico e decametrico, ben distinguibili dal gabbro, presentano una generale giacitura a reggipoggio.

Per quanto la superficie degli affioramenti sia in molti casi alterata, in genere è possibile riconoscere strutture a grana media con grosse olivine irregolari e plagioclasio interstiziale. Il passaggio

tra le intercalazioni ed il gabbro è piuttosto brusco. Va osservato che le lenti si sviluppano con andamento planare per qualche centinaio di metri, mantenendo tra loro un assetto grossolanamente parallelo.

Itinerario aggiuntivo - M. S. Nicolao - M. Taversa (a piedi km 2,5). Si ritorna sull'Aurelia tra il km 457 e il bivio per Levanto e si prende la stradina che porta sul M. S. Nicolao. Poco prima di arrivare ai ripetitori, si prende, sulla destra, una strada sterrata (si consigliano la trazione integrale) che segue il crinale verso NO per circa 400 metri.

Nel primo tratto si possono osservare piccoli filoni di basalto nel gabbro e gabbri a tessitura occhiadina. Poco oltre, nella discesa, vi sono gabbri brecciati e arrossati da ematite con fratture riempite da materiale secondario (clorite, carbonati e pumpellyite rossa manganesifera). Sia l'ematite che i prodotti secondari arricchiti in manganese sono dovuti ad acque marine circolanti nel Giurassico. Alla biforcazione si prende a sinistra verso Cima Stronzi. A circa 250 metri dal bivio, conviene lasciare i mezzi e proseguire a piedi lungo la mulattiera per "La Mola" (strada Velva-Carro). Dopo aver costeggiato ad oriente la Cima Stronzi si giunge alla colla tra questo e M. Groppi. In questo tratto, già fin dal bivio, si possono osservare ripetute intercalazioni di melatroctolite (vedi Sosta 6.28), spesso molto serpentinizzata. In alcuni punti, le rocce serpentinitiche appaiono levigate e mostrano una evidente tessitura a nastri e maglie del tipo "ranocchiaia".

A N-E della colla le pendici di M. Groppi sono formate da una grande lente di melatroctolite con olivine centimetriche di forma irregolare, grandi clinopirosseni (pecilitici) e frequenti addensamenti di cromite entro il plagioclasio. Verso ovest, la Cima Stronzi è caratterizzata da una sequenza stratiforme che inizia immediatamente sopra la strada partendo con una bancata dello spessore di circa 1 m di plagioclasite e continuando con una sequenza ritmica in cui si alternano livelli decimetrici di melatroctolite, plagioclasite e troctolite. Tra melatroctolite e plagioclasite compaiono spesso strati centimetrici di cromitite con plagioclasio interstiziale.

La sommità della sequenza è costituita da melatroctoliti con intercalazioni centimetriche di cromitite.

Proseguendo verso il P.so della Mola, si vede l'ampia vallata del Rio Vasca dove affiorano le Argille a palombini deposte sul gabbro e più in basso, la valle del Rio Lavaggini interamente scavata nelle medesime argille.

Lungo questo tratto di strada, il gabbro presenta spesso un assetto grossolanamente stratiforme, con bancate di spessore metrico, evidenziato dalla variazione di granulometria e di composizione, da troctolite a gabbro a clinopirosseno con alternanze decimetriche di plagioclasite.

Queste ultime, che sono costituite dall'addensamento in strati sottili di grandi individui pluricentimetrici di plagioclasio, risultano spesso ripiegate in cerniere isoclinali prima della completa solidificazione del magma. Questo fatto suggerisce che, all'interno della massa magmatica, avvenissero notevoli fenomeni di scorrimento.

Avvicinandosi a M. Taversa diventano sempre più frequenti grandi filoni di basalto orientati N-S che presentano struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio e grana medio-fine e struttura ofitica. Al contatto con il gabbro la grana risulta molto fine.

Risalendo verso il crinale di M. Groppi si trovano le migliori esposizioni dei sistemi di fratture nel gabbro con metamorfismo di alto grado (orneblenda e plagioclasio, vedi parte generale) e si può osservare l'intrusione di filoni basaltici nelle fratture stesse.

Sosta 6.29 - Piazza: panorama sull'Unità di Velva (Elemento di Mezzema) (fig. 6.24). Tornati, o da M. S. Nicolao o da Mattarana, a "La Baracca" (tra il km 456 e 457 dell'Aurelia) si prende in direzione Levanto e poi, poco dopo 1 km, si prende a destra per Piazza (le deviazioni sono

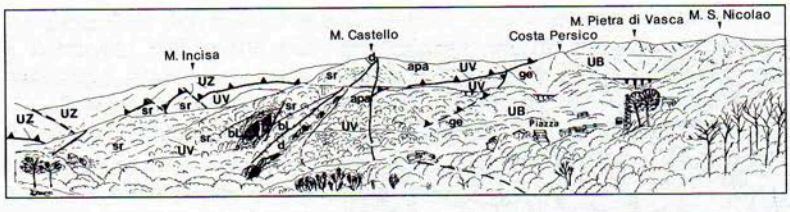

*fig. 6.24 - Panorama sulle pendici occidentali del Massiccio del Bracco (**UB**), dal F. Deiva al M. S. Nicolao. Dai costoni di Diaspri a S di Piazza si domina un paesaggio che dalle colline a ridosso della costa (Deiva Marina), formate dall'Unità del M. Zatta (**UZ**), passando dal basso crinale di M. Castello, formato dall'Unità di Velva (**UV**) (Subunità di Mezzema, vedi fig. 6.3 c) arriva alla cima del Massiccio del Bracco (M. S. Nicolao), formato, fin dalla Costa Persico, da gabbri e livelli peridotitici. **apa**= Argille a palombini; **bL**= Brecce di Levanto; **d**= Diaspri; **ge**= gabbri; **sr**= serpentiniti; **UB**= U. Bracco; **UV**= Su. Velva; **UZ**= U. Zatta (Gottero).*

segnalate). Sulla curva dell'ultimo tornante prima di Piazza inizia una strada comunale asfaltata che porta a Castagnola-Rovereto via Lazzino. Dopo circa 500 metri si vedono vecchi saggi di cava nelle oficalciti le quali, nella parte opposta (verso valle) della strada vengono a contatto con i diaspri in giacitura rovescia.

Questi terreni appartengono alla Subunità di Velva (Elemento di Mezzema).

Spostandoci sullo sperone di Diaspri a valle della strada si può osservare un ampio panorama dalla Valle del Deiva fino al Massiccio del Bracco.

L'Elemento di Mezzema (vedi anche Sosta 6.26) è formato da una serie ridottissima: il basamento è serpentinitico con al tetto spessori variabili di Breccia di Levanto e di Breccia di Framura (qui particolarmente spesse), seguiti da Diaspri che non superano i 10-15 m e quindi Argille a palombini.

Sul crinale oltre Piazza si vedono i terreni di questa unità formare un motivo anticlinalico a vergenza appenninica con nucleo in serpentiniti ed oficalciti (coltivate nella grossa cava visibile vicino alla confluenza tra il Canale di Piazza ed il Deiva).

Sosta 6.30 - Cava dei Marmi di Montaretto. Proseguendo verso Lazzino la strada comunale s'immette nella provinciale che, svoltando a destra, porta a Framura e Montaretto. Oltrepassata quest'ultima località e attraversato il Torrente S. Giorgio, circa 200 m prima dell'incrocio con la strada che dalla "Baracca" (ss Aurelia) porta a Levanto, è possibile visitare una delle ultime cave attive di Rosso di Levanto (oficalciti Auct.). Si tratta di marmi ricavati dalle Brecce di Levanto e di Framura qui presenti in notevole spessore. La cava attiva si sviluppa a valle della strada, mentre verso monte si vedono resti di vecchi scassi. Una carrareccia scende verso la parte inferiore della cava. Nel primo tratto si può osservare una parete tagliata proprio sotto il ciglio della strada provinciale che costituisce una delle più interessanti esposizioni della Breccia di Levanto; infatti vi si riconoscono vari stadi della storia di questa rocce, dalla loro prima formazione nel mantello alla risalita sul fondo dell'oceano (vedi parte introduttiva).

Al centro della parete (fig. 6.25) è visibile una grande "banda pirossenitica" ai bordi della quale la roccia ultrafemica presenta composizione dunitica con grandi spinelli cromiferi.

Nel complesso, la Breccia di Levanto è caratterizzata da una successione polifasica di fratture. Le più antiche presentano spesso riempimento di carbonati arrossati da ematite. La serpentinite a sua volta è fortemente arrossata, in conseguenza della sostituzione del serpentino da parte di carbonati e dell'ossidazione della magnetite ad ematite. Le fratture successive sono riempite da calcite spatica, di colore lattiginoso, e talco.

In alcuni blocchi sono visibili filoni di gabbro con tessitura metamorfiche (occhiadine) attraversate dalle fratture a carbonati. Nelle fratture sono frequenti anche i solfuri.

Sulla stessa parete con la pirossenite, un po' più vicino alla carrareccia, è possibile osservare

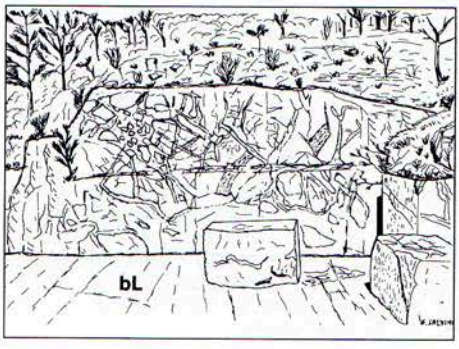

*fig. 6.25 - Cava di Marmi di Montaretto. In questa cava si può vedere una delle più belle esposizione della Breccia di Levanto (**bL**; oficalcite p.p. Auct.), breccia tettonica di serpentinite.*

una grossa frattura riempita da frammenti di serpentinite ed oficalce e cementata da calcite. In minor misura la frattura è riempita anche da un sedimento calcitico molto fine, in cui è possibile riconoscere strutture di deposizione. Queste fratture tardive, a carattere distensivo, per il loro riempimento da parte di materiali incoerenti precipitati dall'alto, possono essere definite come filoni sedimentari e rappresentano il passaggio alla sovrastante Breccia di Framura. Tali filoni raggiungono spessori di diversi metri e sono stati intensamente coltivati perchè corrispondono al marmo di migliore qualità.

L'esame di numerosi blocchi serpentinitici appartenenti a questa breccia ha rivelato la presenza di numerose fasi metamorfiche e deformative alcune delle quali precedenti alla formazione della breccia.

Si tratta di metamorfismo oceanico del tutto analogo a quello descritto per i corpi gabbrici al quale, sotto i 500 gradi, è seguita la serpentinizzazione delle ultramafiti. Quindi sono sopraggiunti, in prossimità della superficie del fondo oceanico, processi idrotermali di grado più basso responsabili sia del riempimenti delle fessure distensive che si andavano formando che della forte sostituzione del serpentino da parte della calcite. Le strutture ad esfoliazione concentrica con sottili alternanze di livelli di calcite e livelli serpentinitici sono probabilmente dovute ad esplosioni di fluidi idrotermali accompagnata dalla sostituzione metasomatica di calcite su serpentinite.

Sosta 6.31 - Cava Galli, M. Rossola (Levanto): Elemento di M. Rossola, Subunità di Velva. Dalla Cava dei Marmi di Montaretto si raggiunge il bivio per Levanto, si prosegue per questa località fino al bivio per Bonassola (poco prima del km 12) dove, svoltando sul lato opposto, s'imbocca una strada sterrata e, dopo 1 km, si arriva a Cava Galli (cave della Crocettola).

- Cenni stratigrafici sull'Elemento di M. Rossola: questa sosta permetterà di vedere una delle più complete e peculiari sequenze ofiolitiche della Liguria orientale. Questa successione (vedi anche fig. 20 del capitolo sull'Oceano giurassico), in giacitura normale, partendo dal basso stratigrafico è composta da: lherzoliti serpentinizzate, Breccia di Levanto, Breccia di Framura (membro basale della Breccia di Bonassola), livelli diasprini e arenarie ofiolitiche, basalti massicci con intercalazioni diasprine e di brecce ofiolitiche, Breccia di M. Rossola (membro sommitale della Breccia di Bonassola), livelli diasprini e arenarie ofiolitiche, basalti a *pillow*, a) limitate e rare lenti diasprine (Montaretto), b) Diaspri di M. Alpe (M. Gaggi), Argille a palombini.

Nell'area Levanto-Bonassola, al di sotto ed al di sopra della Breccia di Bonassola e del sovrastante livello di basalti a *pillows*, la successione mostra vistose variazioni laterali (vedi anche fig. 6.6). Al di sopra, da una situazione priva dei Diaspri di M. Alpe (Montaretto-Case Luxardo) si passa a una dove questo livello è presente con forti spessori (M. Gaggi-Framura). Al di sotto, dai forti spessori di basalti massicci del M. Rossola, poggianti, tramite livelli di Brecce di Levanto e di Framura, sul basamento serpentinitico, si passa in breve spazio, nella zona di Bonassola dove questi basalti sono completamente assenti e le Brecce di Bonassola, qui molto potenti, poggiano direttamente sul basamento gabbrico. Questa sostituzione di basamento può essere attribuita ad un evento tettonico giurassico. La mancanza dei basalti massicci e dei Diaspri di M. Alpe nella serie di Bonassola, viene attribuito alla diversa collocazione topografica delle due zone nel Giurassico: la zona di Bonassola-Montaretto doveva trovarsi in posizione più elevata rispetto a quella di M. Rossola-M. Gaggi (vedi fig. 6.6).

- Cava Galli (fig. 6.26). Nella Cava Galli, su una parete verticale posta a nordovest nella parte più rientrata dello scavo, si può osservare il passaggio stratigrafico tra la Breccia di Levanto e quella di Framura.

La Breccia di Levanto, formata per la maggior parte da serpentinite con fratture a riempimento carbonatico, è visibile fino al livello dell'attuale riempimento della cava. Più in alto domina una facies a filoni sedimentari e circa a metà parete si passa alla Breccia di Framura.

La Breccia di Framura contiene arenarie ofiolitiche, spesso gradate, peliti silicee ed olistoliti serpentinitici di dimensioni anche ettometriche. Clasti di gabbro, talvolta occhiadino, e basalto sono molto subordinati. Il cemento della Breccia di Framura può essere carbonatico (più frequente a letto) o prevalentemente cloritico-serpentinoso (più frequente a tetto). Il passaggio tra i due tipi di cemento è ben distinguibile sulla parete della cava.

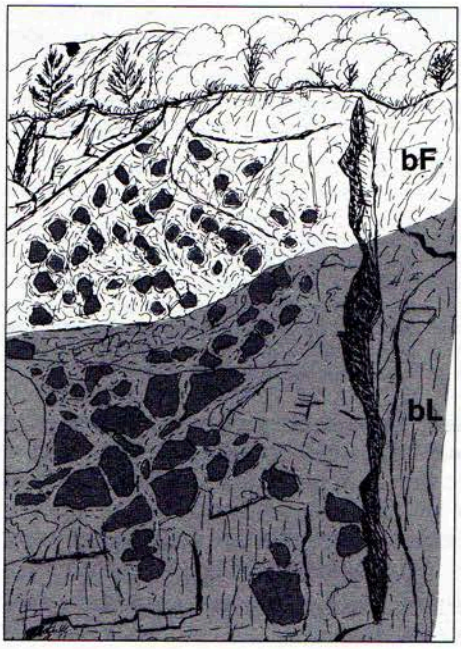

*fig. 6.26 - Cava Galli (Cave della Crocettola), M. Rossola. In questa parete si ha una bellissima esposizione della Breccia di Framura (**bF**; oficalcite p.p. Auct.), breccia sedimentaria di serpentinite, membro basale della composita Breccia di Bonassola.*

- M. Rossola (fig. 6.27). Sopra Cava Galli la Breccia di Framura passa, attraverso arenarie ofiolitiche gradate, ad una potente successione di colate di basalto massiccio. I basalti massicci, verso Bonassola e Montaretto si riducono di spessore fino a scomparire e assumono tessitura a *pillows*.

I basalti massicci del M. Rossola costituiscono una lente dello spessore massimo di quasi 500 m e con estensione di qualche chilometro all'interno della Breccia di Bonassola. Questa, al di sotto dei basalti massicci è pressochè monogenica a clasti di serpentinite (Breccia di Framura) mentre al di sopra della lente basaltica ha composizione spiccatamente poligenica con prevalenza di materiali gabbrici e doleritici.

Il corpo basaltico è costituito da sette colate sovrapposte. Le due colate inferiori hanno spessore ed estensione ridotti, lo spessore delle successive varia da alcune decine di metri ad oltre un centinaio. Solo la colata più elevata ed il sottostante livello di sedimenti silicei, proseguono indisturbati fino al margine occidentale dove quelle sottostanti risultano brecciate, caoticizzate e, in alcuni casi, cementate da successive intrusioni. La grana è generalmente doleritica (2-3 mm) con fenocristalli di plagioclasio e olivina (in quantità molto variabili) e mesostasi intersertale a plagioclasio (An_{65}), clinopirosseno augitico ed ilmenite scheletrica. Tra le diverse colate è possibile riconoscere termini più primitivi con abbondanti microfenocristalli di olivina e termini più differenziati privi di fenocristalli di olivina e ricchi di ilmenite.

In molti casi le singole colate sono coperte da sedimenti silicei di spessore da pochi centimetri a quasi 10 m. La composizione dei sedimenti silicei varia da ftaniti (silice e prodotti argillosi in percentuali simili) sempre con abbondante pigmento ematitico e talvolta tracce di Mn, a più rari termini radiolaritici che compaiono esclusivamente nelle intercalazioni di maggiore spessore. Queste ultime si presentano ben stratificate con strati di spessore da 1 a 5 dm, composizionalmente ben differenziati. Sono inoltre frequenti strutture convolute e strutture di *slumping* in cui possono essere coinvolti frammenti di basalto.

Alla base le singole colate basaltiche presentano spesso fenomeni di autometamorfismo conseguente all'azione dei fluidi surriscaldati presenti nei sedimenti sottostanti.

Il complesso dei caratteri tessiturali e delle relazioni con scisti silicei suggerisce intervalli temporali relativamente lunghi tra la messa in posto delle diverse colate.

Risalendo dalla Cava Galli, con sentieri avventizi tra la vegetazione, lungo le pendici del M. Rossola fino alla prima grossa intercalazione siliceo-

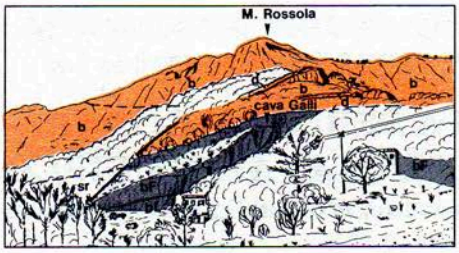

*fig. 6.27 - Il M. Rossola è quasi completamente fatto da numerose colate, da decametriche a ettometriche, di basalti massicci (**b**) intercalati da sottili livelli silicei e diasprini (**d**), alcuni dei quali sono stati sottolineati nella figura. La Cava Galli in Breccia di Framura (**bF**) è visibile al livello della strada. Sotto di questa, in primo piano, si nasconde la Breccia di Levanto (**bL**) ed il passaggio da questa alle serpentiniti (**sr**).*

radiolaritica (circa a 370 m di quota) potremo osservare sia queste rocce che le prime colate di basalto massiccio. Questo tuttavia è già visibile subito sopra le arenarie ofiolitiche della parte sommitale della Breccia di Framura. Questo passaggio è ben esposto sopra Cava Galli appena a monte della strada di cava che vi corre sopra, in vicinanza del piccolo impluvio ad occidente della cava.

Riguardo all'età si ha una datazione con i radiolari corrispondente al Calloviano medio-Oxfordiano inferiore ricavata da un campione di radiolarite compreso tra la Breccia di Framura ed i sovrastanti basalti massicci.

Chi volesse fare una bella passeggiata (!) sull'intera sequenza, dalle serpentiniti fino alle Argille a palombini, dovrà compiere una traversata a piedi di mezza giornata, del M. Rossola, da Cava Galli a Case Luxardo.

Per chi volesse seguire la parte alta della sequenza ofiolitica dell'Elemento di M. Rossola descritta sopra senza fare questa traversata, può tornare sulla strada Levanto-"Baracchino" in direzione il P.so del Bracco e, poco prima del km 10, svoltare a sinistra al bivio per Bonassola via S. Giorgio.

Percorrendo la strada dal bivio fino a Case Luxardo si risalirà una serie ben esposta che inizia con una breccia gabbrica e gabbrico-basaltica con, verso l'alto, alternanze di radiolariti verdi, argilliti e arenarie ofiolitiche. Segue un livello di pochi metri di basalti a *pillows* seguiti da un'alternaza di brecce e arenarie ofiolitiche con livelli di basalto massiccio seguita da un forte spessore (alcune decine di metri) di basalti a *pillows* che, dopo una decina di metri di arenarie ofiolitiche alternate ad argilliti e marne, passano alle Argille a palombini.

Una faglia parallela alla strada fa ritornare parecchie volte l'affioramento di Brecce di Bonassola.

Tornando indietro e dirigendosi a Levanto, dal bivio per Cava Galli fino a questa località la strada snoda i suoi tornanti nelle lherzoliti serpentinizzate che saranno ben esposte ed osservabili per lunghi tratti.