



Il quadro geologico regionale

2

2.1 Inquadramento

La gran parte delle rocce amiantifere in Piemonte, e in particolare le rocce che in passato sono state oggetto di attività di ricerca mineraria o estrattiva vera e propria, sono geneticamente connesse alle unità geologiche derivanti dai fondali dell'Oceano Ligure-Piemontese (Tetide occidentale), ossia l'oceano che tra il Cre-

tacico e l'Eocene separava Africa e Europa [tab. 2_1]. Tali rocce vengono genericamente indicate come ofioliti. La collisione tra i due continenti ha portato alla chiusura dell'Oceano e alla formazione delle catene montuose che definiscono il sistema orogenico Alpi-Appennino, con la conseguente esumazione delle rocce

Era	Periodo	Epoca	Età	Tempo in milioni di anni (non in scala)	Principali eventi paleogeografici con particolare riferimento agli eventi condizionanti la geologia del Piemonte	Principali eventi evolutivi e paleogeografici
Quaternario		Olocene		0,010	fine ultima glaciazione Cattura del Tanaro, il Po cambia il proprio corso passando da Sud a Nord della collina di Torino	Homo sapiens
		Pleistocene	Superiore	0,125		
			Medio	0,8		
			Inferiore	1,9		
Cenozoico o Terziario	Neogene	Pliocene	Gelasiano	5,3	Inizio glaciazione artica Il mare occupa la Pianura Padana	Homo habilis Primi ominidi
			Piacenziano			
			Zancleano			
		Miocene	Messiniano	7,2	Emerge la catena alpina; crisi di salinità nel Mediterraneo; apertura del Mar Tirreno Apertura del Bacino Balearico e rotazione del blocco sardo - corso; strutturazione del Monferrato	Primi elefanti Primi roditori
			Tortoniano			
			Serravaliano			
	Paleogene	Oligocene	Chattiano	23,5	Evento neoalpino Inizio sedimentazione Bacini cenozoici piemontesi; magmatismo collisionale (Traversella, Biella)	Grande sviluppo nummulitidi
			Rupeliano			
			Eocene			
		Eocene	Priaboniano	54	Fase mesoalpina; fase ligure; chiusura oceano Ligure-Piemontese; collisione tra margine europeo e africano con picco metamorfico di grado medio e alto	Grande diffusione e diversificazione mammiferi; apertura Nord Atlantico
			Bartoniano			
			Luteziano			
Paleocene	Ypresiano	65	Fase retrograda eoalpina	Estinzione in massa (dinosauri, ammoniti, ecc.) causata da un evento extraterrestre		
	Thanetiano					
Mesozoico o Secondario	Cretacico	Superiore	Maastrichtiano	98	Inizia la convergenza Africa-Europa; il margine africano passivo diviene attivo. Fase prograda eoalpina Messa in posto di crosta oceanica nella Tetide Occidentale	Sviluppo foraminiferi planctonici; separazione Australia - Antartide Apertura Sud Atlantico
			Campaniano			
			Santoniano			
		Inferiore	Coniaciano	140		Prime piante con i fiori (angiosperme) Primi uccelli
			Turoniano			
	Giurassico	Malm	Titoniano	155	Apertura Atlantico centrale e oceano Ligure-Piemontese (Tetide Occidentale)	Sviluppo dinosauri
			Kimmeridgiano			
		Dogger	Calloviano	180	Il <i>rifting</i> continentale porta all'annegamento dei domini alpini tranne l'alto strutturale del Brianzone, in questo periodo emerso	
			Bathoniano			
			Bajociano			
Lias	Aaleniano	205				
	Toarciano					
			Pliensbachiano			
			Sinemuriano			
			Hettangiano			

Era	Periodo	Epoca	Età	Tempo in milioni di anni (non in scala)	Principali eventi paleogeografici con particolare riferimento agli eventi condizionanti la geologia del Piemonte	Principali eventi evolutivi e paleogeografici			
Mesozoico o Secondario	Triassico	Superiore	Retico Norico Carnico		Inizio frammentazione Pangea; formazione di grandi piattaforme carbonatiche	Primi mammiferi			
		Medio	Ladinico			Primi dinosauri Primi esacoralli			
		Inferiore	Anisico Scitico	251		Ingressione marina tetidea. Deposizione di evaporiti (carniole) in aree prossime al mare			
Paleozoico o Primario	Permiano	Superiore	Changsingiano Wuchiapingiano	259	Si completa l'assemblaggio della Pangea	Ultime trilobiti			
		Medio	Capitaniano Wordiano	274		Magmatismo tardo-ercinico			
		Inferiore	Roadiano Kunguriano Artinskiano Sakmariano Asseliano Gzheliano Kasimoviano Moscoviano Bashkiriano Serpukhoviano				Espansione delle foreste		
		Superiore	Stefaniano Westfaliano Namuriano	296			Inizio orogenesi ercinica		
		Inferiore	Serpukhoviano Viseano	328				Primi rettili	
			Tournaisiano	345				Primi vertebrati terrestri	
				354					
		Superiore	Famenniano Frasniano	370					Primi insetti
		Medio	Givetiano Eifeliano	391					
		Inferiore	Emsiano Praghiiano Lochkoviano	417					
	Superiore	Pridoliano Ludloviano Wenlockiano Llandoveryiano	443	Primi pesci Prime piante vascolari					
	Superiore	Ashgilliano Caradociano Darrwilliano Arenigiano Tremadociano	500	Primi vegetali terrestri					
	Medio								
	Inferiore								
	Superiore	Leniano Atdabaniano Tommotiano Nemakitiano	545		Deposizione della successione marina che costituirà il protolito del Complesso Kinzigittico della Zona Ivrea - Verbano	Primi trilobiti			
	Medio								
	Inferiore								
Precambriano o Proterozoico									

Tab. 2_1

Scala dei tempi geologici (da Vai G.B., Venturini C., Carulli G.B., Zanferrari A., a cura di (2002) – Guide geologiche regionali della Società Geologica Italiana 9: *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie*. BE-MA editrice; modificato).

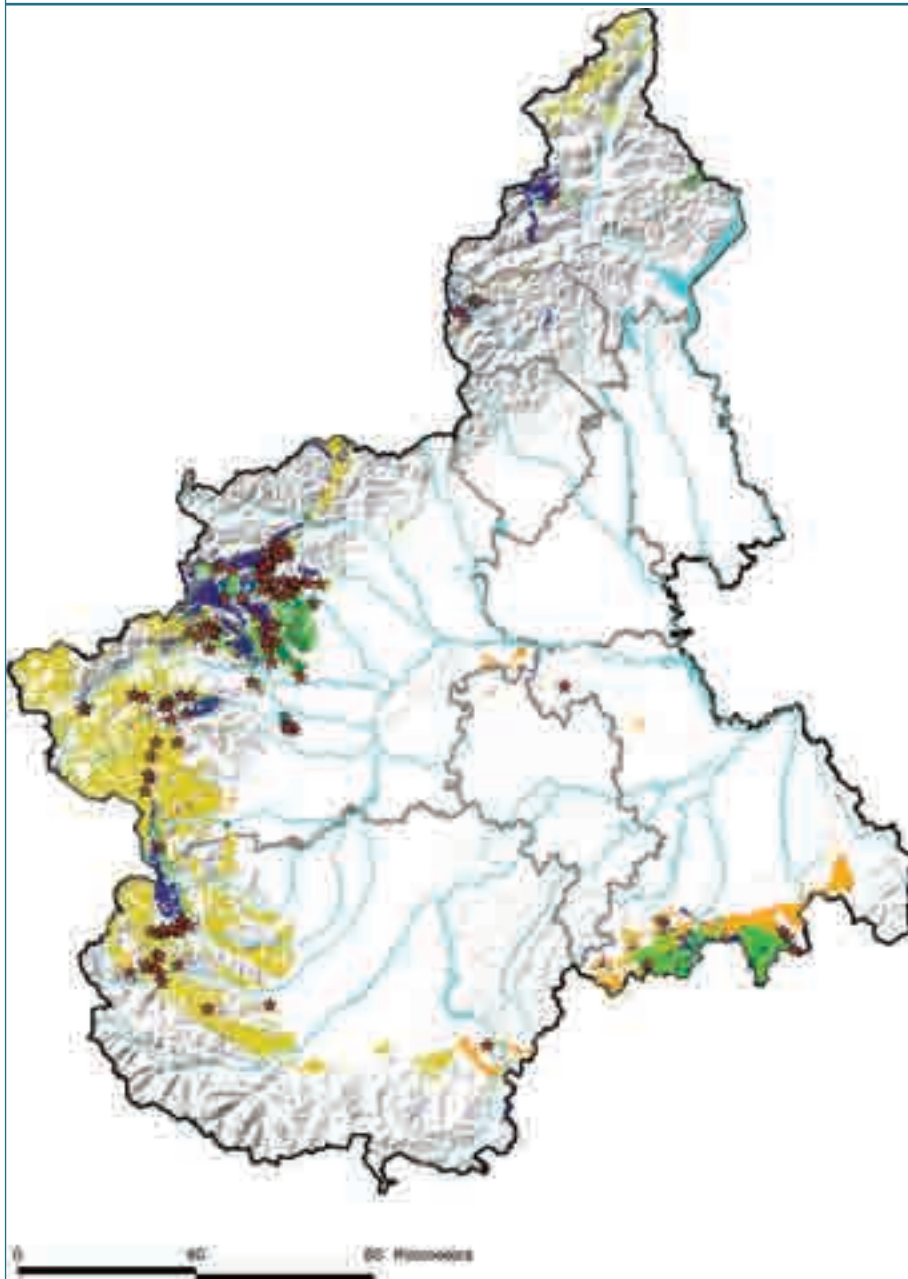


Fig. 2_1

★ Ubicazione dei permessi di ricerca e delle concessioni minerarie trattate nel testo

Unità ad affinità oceanica:

- Serpentiniti s.l. – ■ Peridotiti e Lherzoliti – ■ Anfiboliti, prasiniti e gabbri
- Calcemicascisti con lenti di rocce basiche ed ultrabasiche
- Formazioni terziarie derivanti dallo smantellamento di rocce basiche ed ultrabasiche

(litologie tratte dai fogli della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000)

te interposte a unità di crosta continentale e preservate nelle Alpi piemontesi. Le Alpi occidentali formano un grande arco dalla Val Formazza fino alle Alpi Liguri, orlato da una sviluppata fascia prealpina solamente nella sua porzione Nord-orientale, e racchiudono le altre grandi unità del rilievo del territorio piemontese [fig. 2_2]:

- le aree collinari corrispondenti ai bacini cenozoici (collina di Torino, Monferrato e Bacino Terziario Piemontese),
- le aree di bassa collina impostate sui sedimenti pliocenici (colline astigiane),
- le pianure quaternarie (il settore occidentale della pianura del Po e le piane di Alessandria e Savigliano).

Le zone montuose e di alta collina nel settore Sud-orientale della regione rappresentano l'estremità Nord-occidentale della catena dell'Appennino settentrionale. Le Alpi sono un segmento del vasto sistema orogenico Alpino-Himalayano, il quale, seppur coinvolgendo rocce pre-mesozoiche, si è formato essenzialmente durante il Mesozoico e il Cenozoico, e di fatto il processo di formazione può essere considerato tuttora in corso. Le rocce pre-mesozoiche coinvolte nella catena sono in gran parte state interessate da eventi orogenici precedenti, con il risultato di una storia complessa di deformazione e metamorfismo.

L'evoluzione della catena nel suo insieme è avvenuta in contemporanea all'apertura e alla chiusura di bacini oceanici e quindi può essere ricostruita in relazione ai movimenti relativi delle placche litosferiche. In generale la storia della parte occidentale delle catene alpino-himalayane è connessa alla frammentazione del supercontinente tardo-paleozoico Pangea [tab. 2_1] e all'apertura dell'Oceano Atlantico, la quale ha condizionato i movimenti relativi di Eurasia e Africa. L'apertura dell'Atlantico centrale, a partire dal Giurassico medio, determina

un predominante movimento relativo di trascorrenza sinistra tra i due paleo-continenti, con locali movimenti distensivi lungo alcuni segmenti del margine, tra cui il *rifting* tra la microplacca adriatica (microplacca riferibile al paleo-continente africano) e l'Europa che porta all'apertura del Bacino oceanico Ligure-Piemontese (Tetide occidentale). Nel Cretacico, a partire da circa 100 milioni di anni fa, l'apertura dell'Atlantico meri-

ofiolitiche. Le ofioliti sono ampiamente presenti nel sistema orogenico e l'età della loro prima strutturazione varia molto nei diversi settori, a ulteriore indicazione della lunga e complessa storia di collisione. L'ubicazione geografica delle concessioni minerarie e dei permessi di ricerca [fig. 2_1] riflette la distribuzione delle unità ad affinità oceanica, tettonicamente

dionale provoca la rotazione antioraria dell'Africa e conseguentemente determina la convergenza obliqua e la collisione progressiva delle due masse continentali, fino alla chiusura della Tetide [tab. 2_1].

In questo quadro generale relativamente semplice, la storia tettonica dettagliata delle diverse regioni è molto più articolata e non sempre in relazione lineare e diretta con i movimenti delle placche maggiori, anche a causa della presenza di microplacche nella zona di sutura. Le nette e repentine variazioni di direzione della catena, da 90° a 180°, rappresentano le evidenze delle deformazioni rotazionali e trascorrenti che concorrono a definire l'attuale morfologia e assetto strutturale. Un bell'esempio di questo processo è l'arco delle Alpi occidentali, attraverso il quale la catena

compie una rotazione di quasi 180° non solo morfologicamente ma anche nella direzione della strutture tettoniche.

L'attuale assetto della catena alpina è caratterizzato da una struttura crostale a doppia vergenza, composta da:

- la catena a vergenza europea, o catena alpina in senso stretto, costituita da sistemi di falde traslati, a partire dal Cretacico, verso l'avanpaese europeo; il metamorfismo polifasico alpino e le unità di origine oceanica sono presenti esclusivamente nella catena alpina s.s.;
- un sistema tettonico meridionale (Alpi meridionali o Sudalpino) che a partire dal Neogene assume una vergenza africana; il mantello Sudalpino tuttavia si

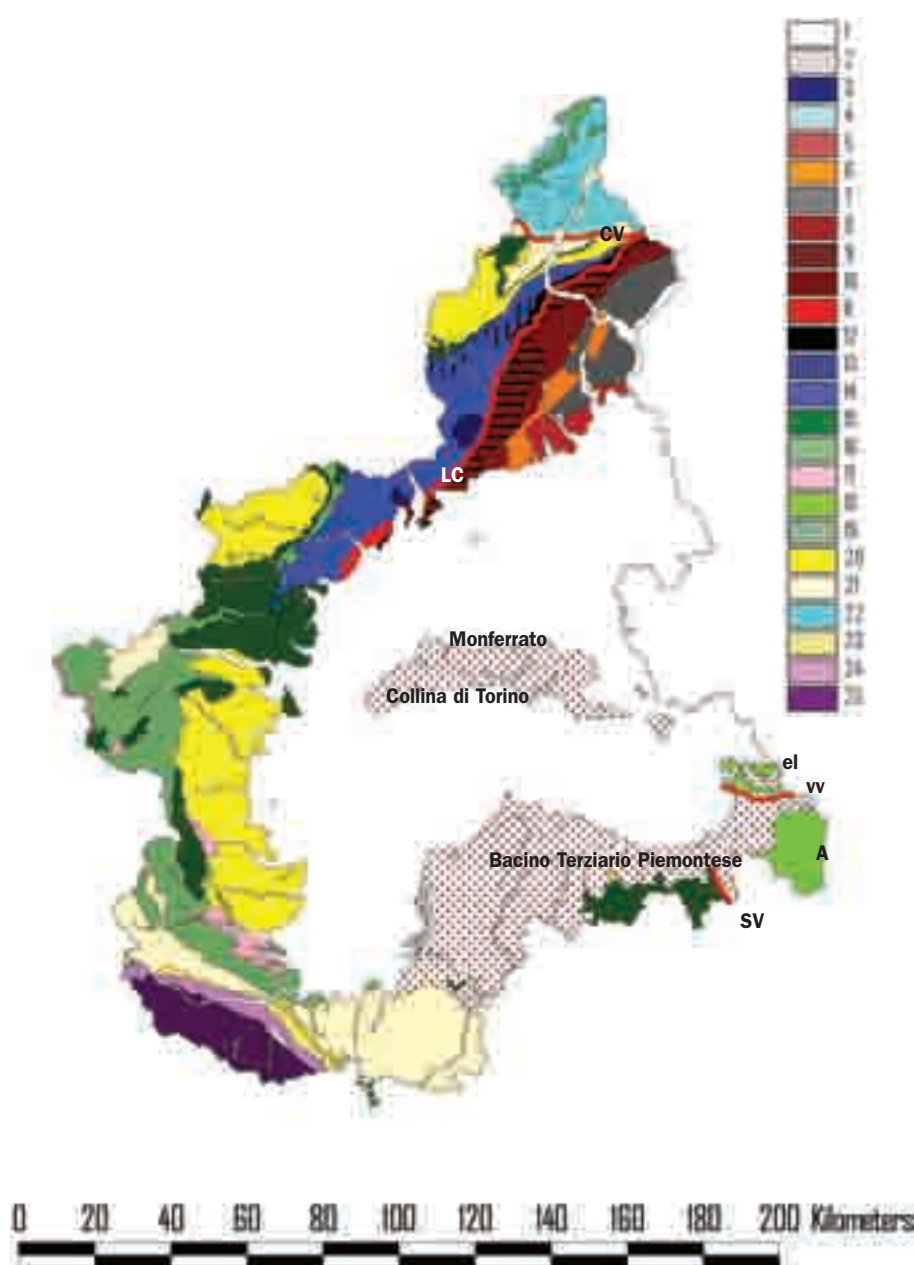


Fig. 2_2

- 1: sedimenti pliocenici e quaternari.
 - 2: bacini cenozoici pre-messiniani (el: successioni epiliguri).
 - 3: corpi eruttivi oligocenici.
- Alpi meridionali (Sudalpino):**
- 4: successioni triassico-giurassiche;
 - 5: vulcaniti permiane;
 - 6: Graniti dei laghi;
 - 7: Scisti dei laghi.
- Zona Ivrea-Verbano:**
- 8: complesso kinzigitico;
 - 9: corpo basico;
 - 10: rocce ultrabasiche di origine mantellica.
- 11: Zona del Canavese.**
- Dominio Austroalpino:**
- 12: Scisti di Fobello e Rimella;
 - 13: Seconda Wona dioritico-kinzigitica;
 - 14: Zona Sesia-Lanzo.
 - 15: **Unità ofiolitiche** della Zona Piemontese, Zona Zermatt-Saas, Ofioliti di Antrona, Massiccio ultrabasico di Lanzo.
 - 16: **Calcescisti** della Zona Piemontese e Calcescisti vallesani.
 - 17: successioni prevalentemente carbonatiche, di età triassico-giurassica, scollate e sottostanti ai Calcescisti.
 - 18: **Unità liguri** dell'Appennino settentrionale (A = Antola).
 - 19: **Flysch a Elmintoidi** dell'Embrunais-Ubaye e Flysch a Elmintoidi delle Alpi Marittime.
 - 20: **Pennidico superiore:** Monte Rosa, Gran Paradiso, Dora-Maira, Cristallino di Valosio.
 - 21: **Pennidico medio:** Berisal, Gran San Bernardo, Moncucco-Orselina-Isorno, Ambin, coperture Brianzonesi, Brianzonese ligure.
 - 22: **Pennidico inferiore:** Monte Leone, Lebedun, Antigorio, Baceno, Verampio.
 - 23: unità subbrianzonesi.
- Dominio Elvetico-Delfinese:**
- 24: Coperture elvetico-delfinesi;
 - 25: Argentera.

Principali lineamenti tettonici:
 LC = Linea del Canavese; - CV = Linea delle Centovalli; - VV = Linea Villalvernia-Varzi; - SV = Linea Sestri-Voltaggio.

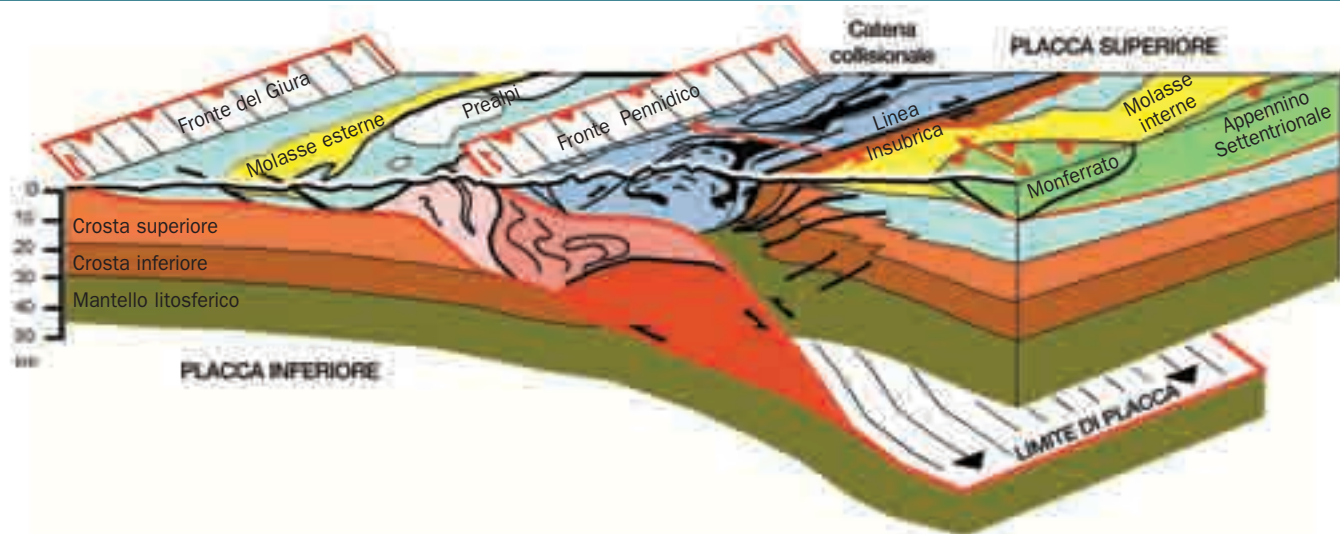


Fig. 2_3
Stereogramma schematico attraverso le Alpi occidentali, da Roure *et alii* (1990), parzialmente ridisegnato.

sovrappone al margine collisionale europeo, cosicché la struttura a doppia vergenza non si ripete a scala litosferica.

Il contatto tra le due porzioni della catena a vergenza opposta si realizza in corrispondenza del *lineamento periadriatico*, un sistema di faglie subverticali neogene a prevalente carattere trascorrente, che in Piemonte prende il nome di Linea del Canavese, ma si sviluppa verso Est lungo la Linea Insubrica fino alle Linee della Val Pusteria, della Gailtal e delle Karawanken. Nella catena sono tradizionalmente distinti quattro elementi strutturali maggiori separati da superfici tettoniche di importanza regionale; questi sistemi tettonici comprendono unità accomunate non solo dall'evoluzione cinematica durante la storia collisionale ma anche da una precisa affinità genetica, in relazione al quadro paleogeografico anteriore alla convergenza oceanica e alla collisione continentale, e sono pertanto indicati anche con il termine di "Dominio". Nella catena alpina a vergenza europea si distinguono, dal basso all'alto strutturale e dall'esterno della catena (avanpaese europeo) verso l'interno (margine africano):

- il Dominio Elvetico o Elvetico-Delfinese, che rappresenta la parte del paleomargine europeo coinvolta nell'orogenesi alpina;
- il Dominio Pennidico, il quale comprende tutte le unità ad affinità oceanica (Dominio Piemontese) e un gruppo di falde di prevalente basamento, indicate come falde pennidiche e tradizionalmente articolate in falde pennidiche inferiori (Verampio, Antigorio, Lebendun e Monte Leone in Val d'Ossola), medie (Gran San Bernardo e Ambin) e superiori (Monte Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira); le successioni permo-mesozoiche che rappresentano la copertura

ra scollata delle falde pennidiche medie sono indicate anche come Dominio Brianzese;

- il Dominio Austroalpino, costituito dalla parte del paleomargine africano coinvolta nella catena alpina a vergenza europea.

Al margine meridionale della catena, il Dominio Sudalpino (o Alpi meridionali) rappresenta la parte del margine africano interessata in modo marginale e tardivo dall'orogenesi alpina e come tale priva di sovrainpronta metamorfica alpina.

In Piemonte le unità derivanti da questi domini sono strutturate in modo omogeneo lungo l'intero arco delle Alpi occidentali, consentendo l'individuazione di un settore assiale della catena che corrisponde alla catena collisionale in senso stretto, in quanto comprende tutte le unità che hanno subito uno o più degli eventi metamorfici connessi alla subduzione e alla collisione: le unità oceaniche, le falde pennidiche e le unità austroalpine. Secondo questa accezione la catena collisionale costituisce un grande corpo polideformato ubicato in corrispondenza della zona di sutura tra le due placche litosferiche e separato e svincolato da esse tramite due grandi discontinuità crostali: il Fronte Pennidico verso l'esterno e la Linea Insubrica verso l'interno [fig. 2_3].

Nel dettaglio, il Fronte Pennidico denota l'accavallamento della zona assiale sulla porzione esterna della catena, che corrisponde al Dominio Elvetico o Elvetico-Delfinese e che passa gradualmente all'avanpaese europeo: la Linea Insubrica, in Piemonte comunemente indicata come Linea del Canavese, individua il contatto con la parte interna della catena, corrispondente al Dominio Sudalpino.

Nella letteratura geologica è ormai consolidata una denominazione tradizionale delle principali unità che

costituiscono la catena alpina ed in generale il territorio piemontese, le quali sono di seguito sinteticamente prese in esame al fine di comporre un quadro regionale a cui saranno riconducibili gli elementi di inquadramento geologico descritti nei capitoli relativi alle concessioni minerarie e alle aree interessate dai permessi di ricerca.

Tra i documenti cartografici di supporto, i criteri secondo i quali sono articolate le legende della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, seconda edizione (1960-70), ne consentono in genere il riferimento al quadro geologico qui proposto. Per contro i Fogli risalenti alla prima edizione (1890-1920), seppur molto precisi nella distribuzione dei tipi litologici, presentano delle legende che rispecchiano criteri anteriori alle conoscenze sulla mobilità della crosta terrestre e non sempre possono essere facilmente ricondotte alle concezioni attuali. I Fogli della Nuova Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (progetto CARG) rappresentano i migliori documenti disponibili per l'inquadramento geologico delle aree interessate da concessioni minerarie e da permessi di ricerca. In Piemonte al momento della stesura del presente lavoro il progetto CARG è costituito da 3 Fogli stampati (132-152-153 Bardonecchia, 154 Susa, 157 Trino), 5 in corso di stampa (155 Torino Ovest e 156 Torino Est, interamente compresi nel territorio piemontese e 211 Deigo, 196 Cabel-la Ligure e 213 Genova comprendenti in misura diversa territori di regioni confinanti) e 4 in fase di ultimazione o rilevamento (171 Cesana Torinese e 194 Acqui Terme interamente in Piemonte e 178 Voghera e 228 Cairo Montenotte in misura diversa comprendenti territori di regioni confinanti) [fig. 2.4]. Le legende dei Fogli CARG 1:50.000 riflettono i risultati della ricerca scientifica degli ultimi decenni; in particolare nei Fogli relativi alle Alpi occidentali sono state introdotte le unità tettonostratigrafiche (o tettonometamorfiche) per individuare, nel settore assiale della catena corrispondente alla catena collisionale in senso stretto, gli elementi aventi una storia tettonica e metamorfica omogenea e differente rispetto alle unità adiacenti. Il quadro che ne risulta è fortemente innovativo, e le unità tettonometamorfiche individuate non sempre sono attribuibili in modo univoco ai domini paleogeografici tradizionali. In questo lavoro si è comunque preferito conservare le suddivisioni "classiche" della geologia alpina, in quanto unica chiave di lettura a cui è possibile riferire tutti i documenti cartografici utilizzati, solo una parte dei quali deriva dal progetto CARG. Per quanto riguarda le Alpi lo schema di riferimento è il quadro paleogeografico della Tetide alpina o, con diversa terminologia, del segmento alpino della Tetide occidentale nel Giurassico superiore, al termine della fase di oceanizzazione e prima dell'inizio dell'evoluzione convergente; i diversi domini rappresentati in Piemonte sono descritti a partire dall'esterno verso l'interno e, per

quanto riguarda la catena alpina a vergenza europea, dal basso verso l'alto strutturale.

2.1.1 Dominio Elvetico-Delfinese

Il Dominio Elvetico-Delfinese rappresenta il paleomargine europeo ed è il dominio più esterno presente nelle Alpi piemontesi. In Piemonte è rappresentato dal Massiccio dell'Argentera, costituito sul versante italiano da un nucleo di graniti ercinici, gneiss occhiadini, anfiboliti e un imponente volume di migmatiti; al

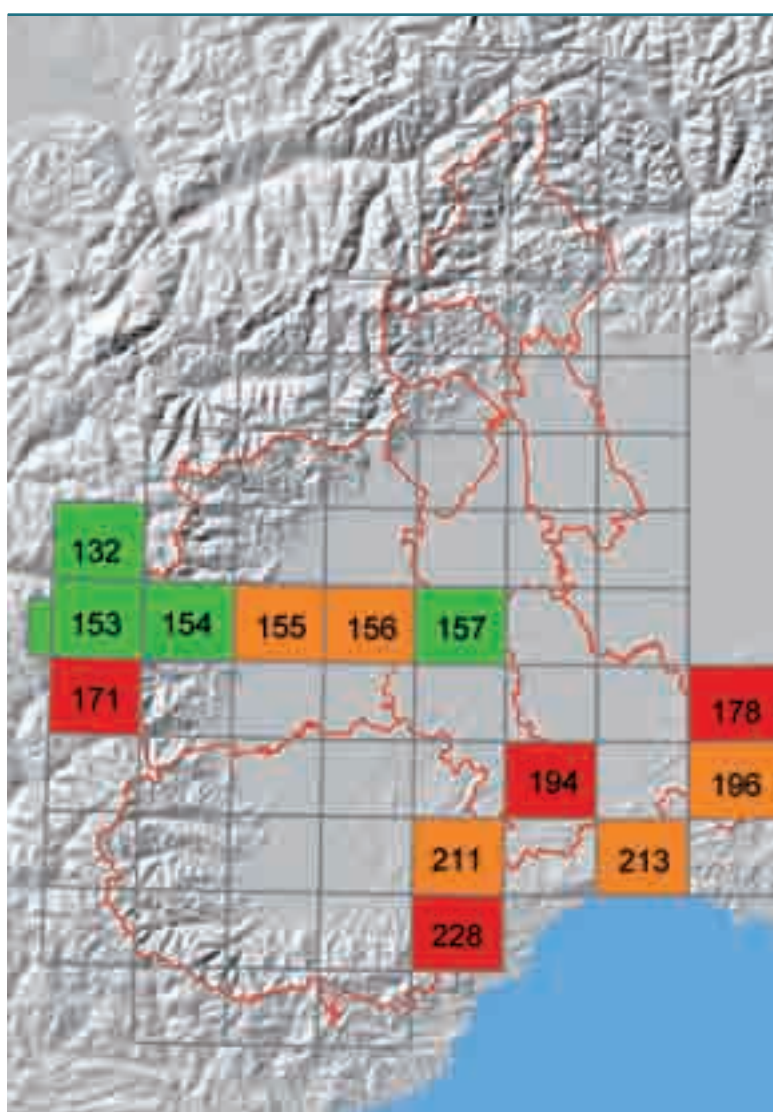


Fig. 2_4
Stato di avanzamento lavori progetto CARG in Piemonte.

■ Fogli stampati – ■ Fogli ultimati in fase di stampa
■ Fogli in fase di rilevamento o ultimazione

suo margine interno è conservata una sottile fascia di coperture sedimentarie elvetico-delfinesi. L'Argentera, insieme ai massicci più settentrionali (Pelvoux, Belledonne, Grandes Rousses, Monte Bianco, Aiguilles Rouges, Aar-Gottardo-Gastern), è una culminazione assiale del basamento cristallino del settore esterno della catena, separata dagli altri massicci da depressioni assiali in cui la copertura è preservata.

2.1.2 Pennidico inferiore

Indicato nella letteratura geologica anche come Nord Pennidico o Pennidico esterno, comprende le falde pennidiche inferiori dell'alta Val d'Ossola, denominate classicamente da Argand come (dal basso) Verampio, Antigorio, Lebendun, Monte Leone. La finestra tettonica dell'Ossola-Ticino, limitata a Sud Ovest dalla Linea del Sempione, mette allo scoperto le porzioni profonde della catena (la cupola di Verampio è l'elemento più profondo affiorante dell'edificio alpino) ed è la zona tipo del metamorfismo lepontino (mesoalpino), che in quest'area raggiunge la *facies* anfibolitica e talora l'anatessi, con un picco termico datato 38 milioni di anni fa. Le falde Monte Leone, Antigorio e Verampio sono principalmente costituite da ortogneiss granitici derivanti da intrusioni tardo-paleozoiche. La Falda Monte Leone comprende anche scisti polimetamorfici e le rocce basiche e ultrabasiche di Cervandone-Geisspfad; gli scisti di Baceno si collocano in posizione intermedia tra Antigorio e Verampio. La Falda del Lebendun è formata da metasedimenti terrigeni ritenuti di età Carbonifero-Permiana, ad impronta metamorfica mesoalpina. Le falde pennidiche inferiori sono state interpretate come ultrapieghe coricate, successive alla messa in posto delle falde e separate da sinclinali di calcescisti con intercalazioni ofiolitiche, nell'insieme sovrascorse (sovrascorrimento frontale pennidico) sul massiccio elvetico dell'Aar-Gottardo-Gastern. I calcescisti interposti tra le falde pennidiche inferiori e prevalenti in alta val Formazza sono stati spesso indicati come Calcescisti vallesani, con riferimento al solco oceanico del Vallese, secondo alcuni autori parzialmente separato dal Bacino Ligure-Piemontese.

2.1.3 Pennidico medio o Brianzonese

In Piemonte comprende la Falda Gran San Bernardo nel settore settentrionale, l'unità dell'Ambin, le coperture

mesozoiche brianzonesi affioranti nel Cuneese e comprendenti la Zona di Acceglio, e il Brianzonese ligure; è caratterizzato dal punto di vista paleogeografico per essersi mantenuto in condizioni di alto strutturale dal Triassico superiore a tutto il Giurassico inferiore, a differenza degli altri domini della Tetide occidentale. Il Gran San Bernardo è un sistema multifalde con metamorfismo alpino in *facies* scisti verdi e talora scisti blu, attribuito al Brianzonese per i caratteri delle coperture sedimentarie. In Piemonte è rappresentato dalle unità di basamento polimetamorfico conosciute come Lembo di Berisal, unità Moncucco-Orselina-Isorno e Camughera (quest'ultima riferita alle falde pennidiche superiori secondi altri autori). Il massiccio di Ambin comprende rocce polimetamorfiche, ortogneiss e coperture mesozoiche in parte metamorfosate. Il Brianzonese ligure è costituito da un basamento cristallino (comprendente il "Massiccio" di Nucetto) e da successioni di età tardo Paleozoico – Cenozoico estesamente rappresentate a Sud Est di Cuneo. Successioni meso-cenozoiche simili a quelle brianzonesi, ma non complete perché scollate a livello del Trassico superiore e depostesi su un basamento cristallino non conosciuto, sono le successioni mesozoiche subbrianzonesi, a cui in Piemonte è attribuita l'Unità del Col di Tenda.

2.1.4 Pennidico superiore

Indicato anche come Pennidico interno, comprende essenzialmente le unità Monte Rosa, Gran Paradiso e Dora-Maira. Le falde Monte Rosa e Gran Paradiso sono tipicamente costituite da parascisti polimetamorfici ad impronta ercinica, eoalpina e mesoalpina e da ortogneiss occhidini derivanti da graniti tardo-paleozoici. Nell'unità Dora-Maira alle rocce polimetamorfiche (Complesso polimetamorfico, "Massiccio Cristallino di Pradlevés" in Val Grana) si associano i derivati metamorfici delle intrusioni permiane (Metagranito porfirico della Val Sangone, Ortogneiss del Monte Freidour, "Pietra di Luserna") e coperture clastiche tardo-paleozoiche metamorfosate (Complesso grafitico del Pinerolese e Complesso di Dronero e Sampeyre). Nelle Alpi Liguri è attribuito al Pennidico superiore il "Cristallino di Valosio".

2.1.5 Zona Piemontese

Questo Dominio comprende tutte le unità derivanti dal bacino oceanico Ligure-Piemontese: le unità ofiolitiche, testimonianza della crosta oceanica, e i sedimenti che

la ricoprivano o i derivati metamorfici degli stessi. Nelle Alpi occidentali queste unità nel complesso sono state tradizionalmente indicate come Falda dei Calcescisti con Pietre Verdi, che in linea generale comprende settori dove prevalgono i calcescisti e settori dove prevalgono le ofioliti (“Pietre Verdi”): serpentiniti, gabbri e prasiniti; il “Massiccio ofiolitico del Monviso” è costituito da alternanze di metabasalti e metagabbri.

Nella nuova cartografia CARG alla scala 1:50.000 in Val di Susa nell’ambito delle unità ofiolitiche sono distinte le unità tettonostratigrafiche della Roche de l’Aigle, Vin Vert, Cerogne – Ciantiplagna, Lago Nero, Albergian; tra le unità oceaniche anche se senza ofioliti sono distinte l’unità dei Calcescisti con Pietre Verdi, l’unità bassa Val di Susa - Valli di Lanzo – Monte Orsiera e l’unità del Rocciavrè.

Nel Piemonte settentrionale le unità derivanti dal Bacino Ligure-Piemontese sono presenti a diversi livelli strutturali nella catena (unità vallesane in alta Val d’Ossola, ofioliti di Antrona, unità di Zermatt-Saas e del Combin nella zona del Monte Rosa).

Il Massiccio ultrabásico di Lanzo, costituito prevalentemente da serpentiniti e peridotiti e in subordine da gabbri e basalti, è una ulteriore testimonianza della crosta oceanica del Bacino Ligure-Piemontese [foto 2_1].

I calcescisti della Zona Piemontese spesso ricoprono successioni prevalentemente carbonatiche di età triasico-giurassica, scollate dal loro basamento, che nella letteratura geologica sono state spesso definite “prepiemontesi”; talora queste successioni sono state riferite al Brianzone (ad esempio la successione carbonatica anisico-ladinica della cresta di confine dei Re Magi sopra Bardonecchia); in altri casi mostrano mar-

cate affinità (Dolomia dello Chaberton) con le successioni Sudalpine e la loro origine potrebbe essere ricondotta alla placca sovrastante (africana).

Nelle Alpi Liguri sono distinte una serie di unità ofiolitiche, tra cui l’Unità di Montenotte, il Gruppo di Voltri (unità tettonometamorfica di Voltri, comprendente diverse unità ofiolitiche, tra cui l’unità gabbro-serpentinitica del Monte Beigua, e i Calcescisti del Turchino), l’Unità Erro-Tobbio e le unità tettoniche costituenti la zona Sestri-Voltaggio (Cravasco – Voltaggio e M. Figogna).

In posizione Sud-orientale rispetto all’area alpina ma ancora di pertinenza del Bacino Ligure-Piemontese si collocano le unità ofiolitiche non metamorfiche delle unità Liguridi dell’Appennino settentrionale, che in Piemonte costituiscono anche il substrato della successione cenozoica del Monferrato.

Durante il Cretacico superiore e il Paleocene sui fondali del Bacino Ligure-Piemontese si depositavano ingenti volumi di sedimenti torbiditici, i Flysch a Elmintoidi, che in Piemonte sono rappresentati dal Flysch di Monte Antola al margine Sud-orientale della regione e da limitati lembi dei Flysch a Elmintoidi dell’Embrunais-Ubaye e delle Alpi Marittime.

2.1.6 Dominio Austroalpino

Al Dominio Austroalpino in Piemonte è riferita la Zona Sesia-Lanzo, allungata in direzione Sud Ovest - Nord Est, caratterizzata da impronta metamorfica dominante eoalpina (eclogitica e in *facies* scisti blu), e limi-



Foto 2_1

Il contatto tra gli scisti della Zona Sesia-Lanzo e le serpentiniti del Massiccio ultrabásico di Lanzo al margine della ex-amiantifera di Balangero.

(foto G. Re Fiorentin)

tato a Sud Est dalla Linea del Canavese [foto 2_2]. Nella Zona Sesia-Lanzo sono tradizionalmente distinti il complesso interno dei micascisti eclogitici, con prevalente metamorfismo eoalpino di alta pressione e bassa temperatura, e il complesso esterno degli gneiss minuti, caratterizzato dalla retrocessione metamorfica eoalpina in *facies* scisti verdi. Sono inoltre presenti due *klippen* della Seconda Zona Dioritico-Kinzigitica, un frammento di crosta continentale profonda con metamorfismo ercinico di alto grado. Al margine Sud-orientale della Zona Sesia-Lanzo, lungo la Linea del Canavese, è presente una fascia milonitico-fillonitica, gli Scisti di Fobello e Rimella.

2.1.7 Zona del Canavese

Alla Linea del Canavese sono associate una serie di scaglie di rocce permo-mesozoiche ad affinità Sudalpina, con un basamento metamorfico pre-Carbonifero, granitoidi (Granito di Pesmonte) e vulcaniti tardo-erciniche, e lembi di coperture permo-mesozoiche, con blanda impronta polimetamorfica alpina.

2.1.8 Alpi meridionali

Le Alpi meridionali mostrano una sezione preservata della crosta continentale prealpina, costituita da

un'unità avente i caratteri di crosta continentale superiore (Serie dei Laghi) e un'unità avente i caratteri di crosta continentale inferiore (Ivrea-Verbanò), in prossimità della transizione al mantello. Queste due unità erano originariamente sovrapposte a formare la crosta Sudalpina con metamorfismo ercinico, prima dello sviluppo del magmatismo permiano; attualmente sono in giustapposizione laterale mediante una superficie di discontinuità crostale (Linea Cossato-Mergozzo-Brissago).

La Zona Ivrea-Verbanò comprende il Corpo basico, costituito da rocce ultrabasiche e basiche di origine plutonica, per intrusione di magmi mantellici caldi alla base della crosta continentale, e il complesso kinzigitico, costituito da prevalenti metapeliti, metabasiti, marmi e quarziti a metamorfismo ercinico di grado medio e alto, con paragenesi anidre di tipo granulitico. Nella parte inferiore del Corpo basico sono presenti lenti di peridotiti del mantello (Balmuccia, Finero, Baldissero).

La Serie dei Laghi è suddivisa nella Zona Strona-Ceneri, prevalentemente meta-arenitica, a Nord e gli Scisti dei Laghi, metapeliti prevalenti, a Sud. Nella Serie dei Laghi sono presenti ortogneiss granitici i cui protoliti hanno età ordoviciana. Negli Scisti dei Laghi, costituiti da micascisti e paragneiss a due miche e granato a scistosità regionale ercinica, sono intrusi i Graniti dei Laghi, un batolite composito di età permiana (datato 275-283 milioni di anni), a chimismo calcalino, esteso dal Biellese orientale al Lago Maggiore e suddiviso nei plutoni del Biellese-Valsessera, Alzo-Roccapietra, Mottarone-Baveno e Montorfano; il plutone di Quarona è intruso nella Zona Strona-Ceneri. Il tipo litologi-

Foto 2_2

I micascisti a glaucofane della Zona Sesia-Lanzo a Scopello testimoniano l'evento metamorfico eoalpino di alta pressione e bassa temperatura.



co prevalente nei graniti dei laghi è un granito biotitico a grana media di colore bianco, ma sono presenti anche graniti rosa (Baveno), graniti cloritici verdi (Mergozzo), monzograniti e sienograniti (Biella-Valsessera), granodioriti (Mottarone e parte di Montorfano).

Nel Permiano il magmatismo tardoercinico diede origine anche a estese coperte laviche associate a cospicui volumi di rocce piroclastiche ("porfidi permiani" nella letteratura geologica), ben conservate nella fascia pedemontana estesa da Masserano ad Arona, limitata a Nord dalla Linea della Cremosina (trascorrente destra neoalpina).

Nella fascia prealpina al margine dei rilievi del Piemonte settentrionale sono conservati alcuni lembi delle coperture sedimentarie triassico-liassiche Sudalpine (Sostegno, Monte Fenara, Gozzano, Arona).

2.1.9 Magmatismo oligocenico

All'orogenesi alpina è associata una fase di magmatismo collisionale di età oligocenica, rappresentata in Piemonte dai plutoni granitico-sienitico-monzonitici di Traversella e della Valle del Cervo, dal corpo granodioritico-dioritico di ridotte dimensioni di Miagliano, da numerosi corpi minori e filoni di porfiriti dacitico-andesitiche. Il plutone di Biella presenta una caratteristica struttura ad anelli subconcentrici, per intrusioni successive. Una fascia di depositi vulcanoclastici e porfiriti andesitiche è preservata nel Biellese, lungo la Linea del Canavese al margine Sud-orientale della Zona Sesia-Lanzo.

2.1.10 Bacini cenozoici

Il quadro della geologia regionale del territorio piemontese si completa con i bacini sedimentari cenozoici pre-messiniani differenziati, in base all'attuale distribuzione degli affioramenti e al tipo di basamento che è possibile osservare o supporre alla base delle diverse successioni, in: Bacino Terziario Piemontese (comprendente Langhe, parte del Roero, alto Monferrato, Ovadese, la Val Lemme, la Valle Scrivia, le valli Borbera e Grue e la Val Curone), la Collina di Torino e il Monferrato (basso Monferrato o Monferrato casalese), il quale costituisce la prosecuzione geometrica verso Nord Ovest dell'Appennino settentrionale. Il Monferrato risulta distinto dalla Collina di Torino per il basamento a bassa profondità (dati magnetometrici e gravimetrici indicano che il basamento della Collina di Torino, non affiorante, presenta marcate analogie con il basamento del Bacino Terziario Piemontese) e per l'età del sovrascorimento sulla crosta insubrica (almeno pre-Burdigaliana per il Monferrato, post-miocenica per la Collina di Torino); i due domini sono separati da una zona ad evoluzione transpressiva (rio Freddo).

Nell'Appennino tortonese sono conservati lembi delle successioni cenozoiche epiliguri, depostesi in bacini sinorogenici individuatisi sul dorso della coltre alloctona di unità liguri in sovrascorimento.

Lo spessore dei sedimenti pliocenici e quaternari del Piemonte centrale e meridionale raggiunge i 3.000 m nella pianura vercellese e novarese e nella piana di Alessandria, e supera i 2.000 nella piana di Savigliano (CN), mentre è di poche centinaia di metri nell'area di Asti.

2.2 Sintesi della storia geologica del Piemonte

La storia geologica del Piemonte è dominata dalla storia della catena alpina, originatasi dapprima per subduzione di litosfera oceanica al di sotto del paleomargine insubrico (o adriatico, o africano) e successivamente per collisione continentale dei paleomargini europeo ed insubrico. Per semplificare la lettura, i principali eventi geologici di seguito descritti sono stati schematizzati nella **tabella 2_1**.

Gran parte delle unità coinvolte nella catena tuttavia hanno una storia pre-alpina, talora non obliterata dalle fasi metamorfiche alpine; i protoliti del Complesso Kinzigitico della Zona Ivrea-Verbanò sono interpretati come una successione marina del Proterozoico superiore - Paleozoico inferiore.

Nel quadro paleogeografico prealpino le rocce pre-mesozoiche che oggi si osservano nelle Alpi piemontesi si collocavano nella zona apicale del grande golfo della Tetide, che si apriva sul lato orientale del supercontinente Pangea tra 300 e 200 milioni di anni fa. Il supercontinente Pangea si era assemblato nel Paleozoico superiore a seguito dell'orogenesi ercinica (o varisica), una serie di eventi collisionali associati a ispessimento crostale e metamorfismo polifasico regionale. Il basamento cristallino del Sudalpino e delle unità alpine è anteriore ai graniti carboniferi e permiani, essendo conservati gli originari contatti intrusivi. Il magmatismo tardoercinico è ampiamente diffuso, oltre che nel Sudalpino (Graniti dei laghi e vul-

caniti permiane) anche nel basamento cristallino delle unità tettoniche costituenti la catena alpina in senso stretto: gli ortogneiss del Monte Rosa [**foto 2_3**] e del Gran Paradiso (età delle intrusioni tra 310 e 270 milioni di anni fa); il Metagranito porfirico della Val Sangone e gli Ortogneiss del Monte Freidour nell'unità Dora-Maira; in Val d'Ossola hanno un protolito permiano gli Ortogneiss granitici di Verampio e in generale tutti gli ortogneiss delle falde Antigorio e Monte Leone; è ercinico anche il granito dell'Argentera nel settore più esterno delle Alpi piemontesi.

Il sollevamento e l'erosione della catena ercinica sono indicate da rari depositi clastici, più frequentemente metamorfosati (Complesso grafítico del Pinerolese e parti del Complesso di Dronero e Sampeyre nell'Unità Dora-Maira, metaconglomerati e meta-arenarie della Falda Leblendun in Val d'Ossola).

Nel Triassico inferiore si realizza l'ingressione marina tetidea: la trasgressione è documentata da calcareniti, arenarie e calcari marnosi in discordanza sulle vulcaniti permiane nel Sudalpino. Nel Dominio Brianzone se i depositi trasgressivi, in genere metamorfosati in quarziti, prendono il nome di Werfeniano per le analogie con la Formazione di Werfen delle Dolomiti, alla quale facevano transizione tramite il Servino delle prealpi lombarde.

Le condizioni paleoclimatiche al limite tra il Triassico inferiore e il Triassico medio erano di un clima caldo

Foto 2_3

La parete Est del Monte Rosa è costituita da ortogneiss occhiadini e metagraniti, derivanti da granitoidi ercinici, e da parascisti polimetamorfici.

(foto P. Falletti)



e arido, con elevata evaporazione nelle aree prossime al mare e deposizione di rocce evaporitiche, che nelle Alpi occidentali sono molto diffuse (carniole). Nel Triassico medio e superiore si sviluppano grandi piattaforme carbonatiche, prevalentemente di età anisico-ladinica e norica.

Nel Triassico superiore - Liassico si realizza il *rifting* continentale, in corrispondenza di lineamenti che disarticolano la crosta superiore, individuando una serie di alti strutturali e interposti bacini, indicati dalle faglie listriche sinsedimentarie associate a megabrecce con scarsa matrice e torbiditi senza frazione fine. Il *rifting* continentale comporta un progressivo annegamento in tutti i domini alpini, tardivo nell'alto strutturale brianzonese, che nel Giurassico inferiore era emerso.

Il proseguire del *rifting* porta all'apertura del Bacino Ligure-Piemontese, allungato in senso NNE-SSW, delimitato alle estremità da margini trascorrenti e interposto tra la placca europea e la microplacca adriatica (o l'Africa, considerando Adria come promontorio africano); la messa in posto di crosta oceanica avviene nel Giurassico superiore – Cretacico. Si sarebbe trattato di un bacino con grandi zone di frattura e alti strutturali, con questi ultimi preferenzialmente preservati nei successivi processi orogenici. Le sequenze ofiolitiche sono ricoperte da sedimenti pelagici silicei (radioariti) o carbonatici (da cui derivano i calcescisti).

Il quadro paleogeografico della Tetide alpina, o, con diversa terminologia, del segmento alpino della Tetide occidentale, nel Giurassico superiore rappresenta il riferimento per l'individuazione dei diversi domini distinti nella catena alpina. I margini europeo (Dominio Elvetico-Delfinese) e africano (Austroalpino e Sudalpino) sono orlati da settori di crosta continentale assottigliata che fanno transizione al bacino oceanico vero e proprio.

Nella parte mediana del Cretacico inizia l'evoluzione convergente: il margine adriatico (africano) si trasforma in margine continentale attivo, mentre il margine europeo si mantiene passivo fino al coinvolgimento nella collisione continentale, che inizia nell'Eocene. L'evento eoalpino (Cretacico-Paleocene) consiste nella formazione di falde di basamento e copertura a vergenza europea nei domini Austroalpino, Piemontese e Pennidico, e nella genesi di tutte le unità ofiolitiche. Queste falde nell'insieme costituiscono un prisma di accrezione, individuatosi prima della chiusura del Bacino Ligure-Piemontese e caratterizzato da processi di sottoscorrimento (mentre la collisione continentale è caratterizzata da processi di sovrascorrimento), mediante i quali le porzioni degli alti strutturali oceanici vengono delaminati dalla crosta oceanica in subduzione e accrezionati al prisma orogenico. Il prisma di accrezione è adiacente alla zona di

subduzione, testimoniata dal metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura (eclogitico e in *facies scisti blu*), il quale presenta una fase progradata tra 130 e 90 milioni di anni fa e una fase decompressionale tra 90 e 65 milioni di anni fa. La fase decompressionale evidenzia la graduale traslazione verso l'alto delle unità accrezionate, grazie alla quale le unità austroalpine (Zona Sesia-Lanzo) sono riesumate precocemente e sfuggono al successivo picco termico del metamorfismo mesoalpino. Per questa ragione nella Zona Sesia-Lanzo sono preservate le paragenesi eoalpine in *facies eclogitica* e *scisti blu*.

Il modello del prisma di accrezione risolve il problema della presenza di metamorfismo eoalpino in unità pennidiche tradizionalmente restaurate sul margine europeo; infatti le unità con impronta metamorfica di alta pressione e bassa temperatura eoalpina legata ai processi di subduzione devono trovarsi nella zona di subduzione già nel Cretacico e ciò comporterebbe o la chiusura precoce del bacino oceanico o la forzata restaurazione delle unità pennidiche sul margine africano; entrambe le possibilità sono in contrasto con la deposizione dei flysch del Cretacico superiore che ricoprono le ofioliti.

Il modello di erosione tettonica sottocrostante lungo il prisma di accrezione giustifica anche la presenza di unità ofiolitiche a diversi livelli strutturali nella catena (Vallese, ofioliti di Antrona, unità di Zermatt-Saas e del Combin nella zona del Monte Rosa, unità piemontesi), che risultano più facilmente interpretabili come il prodotto dell'indentazione e la delaminazione degli alti strutturali oceanici durante il processo di subduzione piuttosto che come diversi canali oceanici che si sarebbero dovuti chiudere per collisioni successive, in assenza di evidenze che questo processo si prolunghi fino al Cenozoico.

Nell'Eocene (fase mesoalpina) inizia la collisione continentale, dapprima (tra 60 e 45 milioni di anni fa) tra il margine continentale europeo ed il prisma orogenico eoalpino e successivamente (tra 40 e 35 milioni di anni fa) tra il margine europeo e la litosfera Sudalpina, al di sotto della catena cretacica, e si struttura la catena alpina a pieghe e falde di ricoprimento.

L'ispessimento crostale conseguente alla collisione favorisce l'instaurarsi di gradienti di alta temperatura che danno origine a un metamorfismo regionale (metamorfismo mesoalpino) che raggiunge il grado medio e alto (duomo termico lepontino, datato 38 milioni di anni fa), con isograde che tagliano in discordanza la pila delle falde eoalpine.

Nell'Appennino, la fase orogenica eocenica ("fase ligure") struttura le unità liguri e, in Piemonte, determina il sovrascorrimento dell'unità del Monte Antola sull'edificio a falde mesoalpino; ciò avviene lungo la Linea Sestri-Voltaggio, zona di faglia in corrispondenza del-

la quale si realizza il contatto pre-oligocenico tra unità ofiolitiche con metamorfismo di alta pressione (Massiccio di Voltri) e i Flysch non metamorfici dell'Appennino settentrionale (unità del Monte Antola). La deformazione dell'unità del Monte Antola è a sua volta sigillata dai conglomerati oligocenici di Savignone del Bacino Terziario Piemontese e di Portofino.

Nell'Eocene superiore - Oligocene inferiore si individuano, sul dorso della catena neoformata, i bacini cenozoici piemontesi. Il Bacino Terziario Piemontese sigilla la giustapposizione delle catene alpina (Gruppo di Voltri e Zona Sestri-Voltaggio) all'Appennino settentrionale, ed è limitato a ENE dalla Linea Villalvernia-Varzi, attiva dall'Oligocene e avente un carattere di trascorrenza almeno dal Pliocene.

Nel Piemonte meridionale, a ridosso dell'edificio alpino, la sedimentazione nell'Oligocene inferiore (localmente nell'Eocene superiore, come indicano le Breccie della Costa di Cravara nell'entroterra di Genova) inizia con *facies* continentali (conoide alluvionale di Bagnasco), costiere (Formazione di Molare) e di mare basso, con depositi di delta-conoide (Conglomerati di Val Borbera), che evolvono rapidamente in sedimenti di mare aperto con intercalati corpi torbiditici (Formazioni di Rocchetta e Rigoroso, Monesiglio).

Nell'Oligocene (tra 33 e 29 milioni di anni fa) ha luogo un'importante fase di magmatismo collisionale a chimismo prevalentemente calcalkalino e talora shoshonitico (Traversella, Biella - Valle del Cervo, Miagliano, sciami di filoni e le coperture vulcaniche e vulcano-detritiche lungo la Linea del Canavese); si tratta nell'insieme di intrusioni a livello superficiale, che infatti presentano ben sviluppate aureole di contatto, sono esenti da metamorfismo e tagliano in discordanza la pila delle falde a vergenza europea e le isograde del metamorfismo mesoalpino.

L'evento neoalpino (Oligocene sommitale - Miocene) porta allo sviluppo della struttura a doppia vergenza dell'arco alpino. Sul versante interno si sviluppano le strutture Sud-vergenti del Sudalpino, che nel sottosuolo della pianura del Po interferiscono con le strutture Nord-vergenti appenniniche e la relativa avanfossa. Il Sudalpino è svincolato dalla catena a vergenza europea grazie all'attivazione del lineamento periadriatico, neogenico, che deforma e disloca lateralmente

i corpi eruttivi oligocenici. La tettonica neoalpina è generalmente fragile, essendo associata al sollevamento isostatico, conseguente all'ispessimento crostale e responsabile dell'elevazione della catena insieme ai fenomeni compressionali. Il sollevamento medio della catena dall'Oligocene al presente è dell'ordine dei mm/anno, con punte fino a qualche cm/anno.

Nell'intervallo Oligocene superiore - Miocene medio si realizza anche l'apertura del Mar Ligure (Bacino Balearico), con la separazione del blocco sardo-corso dal continente europeo e una conseguente rotazione delle Alpi Liguri fino ad assumere l'attuale direzione, dando forma all'arco delle Alpi occidentali.

Nel Miocene inferiore ha luogo la strutturazione principale del Monferrato, sigillata dalla base della unità Pietra da Cantoni, piattaforma carbonatica di clima temperato. Analogamente, la fase tettonica del Miocene inferiore definisce le strutture principali della porzione di Appennino settentrionale compresa nella provincia di Alessandria ed è suturata, nel Dominio Epiligure, dai sedimenti di piattaforma del Miocene medio (Arenarie di Monte Vallassa). Il Bacino Terziario Piemontese (BTP) durante il Miocene presenta prevalentemente una sedimentazione di mare aperto, con locali piattaforme carbonatiche (Formazione di Visone, Aquitaniano), e si mantiene in condizioni bacinali nel settore depocentrale fino alla discordanza messiniana.

Alla fine del Miocene la catena, le cui strutture sono ormai definite, raggiunge l'emersione; durante la crisi di salinità messiniana si ha la deposizione di sedimenti evaporitici. Il mare pliocenico tornò a lambire i rilievi piemontesi, ritirandosi poi verso Est; nelle aree in progressiva emersione gli ambienti deposizionali evolvevano da costieri e deltizi ad ambienti di pianura alluvionale, noti nella letteratura geologica come "Villafranchiano". La successiva evoluzione è esclusivamente continentale, fino alle glaciazioni quaternarie; sono da ricordare anche le profonde modifiche del reticolato idrografico avvenute tra 60.000 e 40.000 anni fa (cattura del paleo-Tanaro a Bra e impostazione dell'attuale corso del fiume Po, il quale precedentemente scorreva a Sud della Collina di Torino e del basso Monferrato). Con l'ultimo arretramento delle fronti glaciali, avvenuto circa 10.000 anni fa, il modellamento fluviale e le dinamiche gravitativa divennero i fattori morfogenetici principali.

2.3 Ofioliti in Piemonte

Il termine “ofioliti” deriva dal greco οφις (*ophis*), serpente, e λιθος (*lithos*), roccia, cioè “roccia dall’aspetto di serpente”. Tale aspetto è dovuto, con un po’ di fantasia, alla particolare struttura e al colore che nel complesso possono ricordare la pelle di serpente. Sono note in letteratura anche con il termine “Pietre Verdi” per la tipica colorazione che le contraddistingue.

A partire dagli anni '70, il termine ofioliti è stato usato per descrivere le sezioni di crosta oceanica e di mantello superiore, insieme alle rocce sedimentarie di mare profondo depostesi sui fondali oceanici, che si sono messe in posto come scaglie tettoniche sulla litosfera continentale mediante il processo denominato “obduzione” durante gli eventi di collisione continentale e di chiusura degli oceani. Per questa ragione nelle catene montuose le ofioliti rappresentano la sutura tra due placche continentali.

Una tipica successione ofiolitica comprende, dal basso:

- rocce ultrabasiche del mantello superiore (peridotiti, harzburgiti, duniti, pirosseniti); molto frequentemente sono alterate in serpentiniti (da cui il termine ofioliti);
- gabbri, i principali costituenti della crosta oceanica, talora cumulitici nella parte basale della crosta;
- dicchi e filoni basici di composizione basaltica, i condotti alimentatori delle effusioni sottomarine;
- basalti, che spesso si presentano come lave a cuscinetti, tipiche delle effusioni sui fondali marini per rapido raffreddamento della lava a contatto con l’acqua;
- sedimenti di mare profondo, silicei e carbonatici, e i loro derivati metamorfici (calcescisti, micascisti, marmi, quarziti).

Possono essere presenti anche breccie ofiolitiche, a clasti di serpentiniti o gabbri, a cemento carbonatico (oficalci) e raramente siliceo. Le oficalci derivano in genere dalla cementazione del detrito ofiolitico, e talora sono interpretate anche come breccie tettoniche cementate.

Molte successioni ofiolitiche hanno subito un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, in *facies* scisti blu, tipico delle zone di subduzione. Il nome scisti blu è dovuto alla presenza del glaucofane, anfibolo sodico di colore bluastrato che si forma in queste condizioni termo-bariche. Gli scisti blu spesso sono associati ad eclogiti, che derivano dal metamorfismo di rocce basiche subdotte a grande profondità, dove pirosseno, olivina e plagioclasio ricristallizzano in pirosseno sodico e granato. Tali rocce sono state successivamente ricondotte in superficie dalle dinamiche dei processi orogenici. Una sovraimpronta metamorfica in *facies* scisti verdi è comune nei complessi metamorfici riesumati.

Le ofioliti possono ospitare diverse e significative mineralizzazioni: elementi del gruppo del cromo e del platino nelle rocce ultrabasiche e gabbri, l’amianto di serpentino (crisotilo) nelle serpentiniti, solfuri di rame, zinco, cobalto e nichel, talora mineralizzazioni aurifere di origine idrotermale.

Le ofioliti delle Alpi Occidentali e dell’Appennino settentrionale sono i frammenti conservati della crosta oceanica del Bacino Ligure-Piemontese. In generale le unità ofiolitiche delle Alpi Occidentali sono metamorfiche, con metamorfismo (eo)alpino di alta pressione e bassa temperatura, in *facies* scisti blu o eclo-



Foto 2_4

Il Monte Chenaillet a Sud di Cesana presenta una sequenza ofiolitica pressoché completa: 1 = serpentinita; 2 = gabbri; 3 = basalti a *pillow*.

gitico, mentre le unità ofiolitiche dell'Appennino settentrionale sono descritte come esenti da metamorfismo. Esistono tuttavia delle significative eccezioni: l'unità ofiolitica alpina dello Chenaillet [foto 2_4] non ha subito metamorfismo alpino, mentre molte unità ofiolitiche dell'Appennino settentrionale hanno subito un blando metamorfismo orogenico, che ha prodotto modeste deformazioni nelle rocce della crosta oceanica, ma per contro ha sviluppato una scistosità molto penetrativa nei sedimenti pelitici associati. Le ofioliti delle unità Liguri dell'Appennino settentrionale sono distinte nella letteratura geologica in ofioliti delle unità liguridi interne e delle liguridi esterne; le prime sono caratterizzate dalla presenza di ofioliti in senso stretto (peridotiti serpentinizzate - gabbri

- basalti - breccie ofiolitiche) del Giurassico superiore, ricoperte da depositi pelagici, e da una maggior deformazione rispetto alle seconde, talora associata a blando metamorfismo; le ofioliti delle unità liguridi esterne sono invece rimaneggiate, anche in masse chilometriche, e caratterizzate dalla presenza di lembi di diaspri (radiolariti) e calcari pelagici. I processi che inducono la serpentinizzazione delle rocce ultrabasiche sono tuttavia principalmente ascrivibili al metamorfismo di fondo oceanico, contemporaneo alla risalita delle rocce mantelliche lungo le fratture in cui ha luogo formazione della crosta oceanica. Le serpentiniti sono perciò diffuse anche nelle successioni ofiolitiche prive di metamorfismo orogenico.

2.4 Cenni sulle mineralizzazioni di amianto

Appare interessante e didattico riportare qui alcune considerazioni di un mineralogista del secolo scorso (Grill, 1921), che così apre la sua pubblicazione “Sui giacimenti d’amianto delle Alpi Piemontesi”:

[...] È ben noto come le masse serpentose delle Alpi Piemontesi sieno quasi tutte più o meno amiantifere e come talune di esse vennero anche saltuariamente sfruttate. Oggi, però, l’escavazione dell’amianto, fuori che a Balangero, è ovunque sospesa, né accenna a riattivarsi sia per la eccessiva altezza sul mare di alcuni dei più cospicui giacimenti delle Alpi Cozie e soprattutto perché la massima parte di essi fornisce amianto a fibra lunga, il cui consumo è, ora, relativamente limitato.

Avendo compiuto, l’estate scorsa (1920), alcune escursioni nelle Valli d’Aosta, della Soana, di Lanzo e di Susa ho potuto raccogliere un certo numero di minerali che compaiono coll’amianto nelle serpentine scistose alpine. Anche di queste ultime dò un cenno nella presente Nota in attesa di poter fornire, in seguito, ulteriori e più completi ragguagli su tali interessanti formazioni.

Segue una descrizione puntuale e dettagliata sia delle caratteristiche dei minerali osservati sul terreno e della loro giacitura nonché dei rapporti tra mineralizzazioni e rocce incassanti, oltre alla caratterizzazione chimica e cristallografica.

Significative a tutt’oggi appaiono infine le sue conclusioni: [...] Nelle regioni esplorate [Valle d’Aosta, Soana, Lanzo, Susa – ndr] l’amianto sembra presentarsi in tre differenti condizioni di giacitura:

1. In serpentine di origine probabilmente lherzolitica, assai profonde, di colore verde scuro, dure, poco

scistose ma molto fratturate. L’amianto ha composizione di serpentino [...] fibre brevi, resistenti, che intridono, in modo irregolare, la massa rocciosa seguendone le minute spaccature e dalla quale non possono essere separate che meccanicamente (Balangero). La mineralizzazione è forse di natura profonda e collegata alla trasformazione della roccia peridotica in serpentina.

2. In scisti serpentinosi racchiudenti avanzi di rocce peridotiche, teneri, chiari, molto pieghettati, situati ad una media altezza sul livello del mare e ricchi di minerali secondari. L’amianto, che è pure di serpentino e che ha probabilmente anche qui origine profonda, non impregna però la roccia ma forma concentrazioni o vene o anche sottili strati che ammantano nuclei spesso grandissimi di serpentina sterile. Ha fibre bianche o rossastre, tenaci, talora lunghissime, che possono essere isolate mediante una semplice cernita a mano (Emarese). Il giacimento di Emarese sembra rassomigliare per molti riguardi ai giacimenti d’amianto della Val Lanterna [ramo orientale nel quale la Valmalenco si divide sopra Chiesa (So) – ndr].

3. In serpentinoscisti della parte alta della zona delle pietre verdi, aventi struttura e colore variabili e pochi minerali secondari, se non sempre meno scistososi dei precedenti certamente meno pieghettati, con vene di amianto anche potenti a fibre bianchissime, poco resistenti, a composizione di anfibolo (Valle Soana, Valle di Susa). La mineralizzazione sembrerebbe piuttosto superficiale.

Nessuna delle formazioni rocciose della zona delle pietre verdi delle Alpi Occidentali, per ciò che riguarda l’età



Fig. 2_5

Schema tettonico semplificato delle Alpi Occidentali. *Dominio Elvetico*: Monte Bianco-Aiguilles-Rouges (MB); *Dominio Pennidico*: Zona del Gran San Bernardo (SB) e Massicci Cristallini Interni del Monte Rosa (MR), Gran Paradiso (GP), Dora-Maira (DM) e Valosio (V); *Zona Piemontese dei Calcescisti* (verde chiaro) con *Pietre Verdi* (= ofioliti metamorfiche: verde scuro): Massiccio Ultrabásico di Lanzo (LM); *Dominio Austroalpino*: Falda della Dent-Blanche (DB), Falda del M. Emilius (ME) e Zona Sesia (SZ); *Dominio Subalpino* (SA); *Falda del Flysch Embrunais-Ubaye* (EU); Linea del Canavese (CL); Linea Sestri-Voltaggio (SVL); PF: Fronte Pennidico. BAL = miniera di Balangero (To).

(da Compagnoni R. & Groppo C. (2006) – *Gli amianti in Val di Susa e le rocce che li contengono*. Rend. Soc. Geol. It., 3 (2006), Nuova Serie, 21-28, 11 ff., 3 tabb.)

loro, trova corrispondenza con le serpentinite, assai meno ferrifere, della provincia di Quebec nel Canada pure racchiudenti, come è noto, notevolissime quantità di amianto di serpentino, riferite al Laurenziano. E anche riguardo alle associazioni paragenetiche esisterebbero delle differenze notevoli in quanto l'amianto canadense si rinviene, non di rado, assieme a talco e a cromite.

La maggior parte delle mineralizzazioni di amianto presenti sul territorio piemontese è associata alle serpentinite ofiolitiche della Zona Piemontese che si estendono quasi con continuità laterale dall'Ossola alla Liguria [fig. 2_5]. Nel territorio piemontese queste rocce sono concentrate principalmente nelle Valli di Lanzo (Massiccio Ultrabásico di Lanzo), nelle Valli di Susa e Chisone, nelle Valli Varaita, Maira e Po (Massiccio del Monviso) e vasti affioramenti si ritrovano in provincia di Alessandria (Gruppo di Voltri).

I minerali fibrosi più abbondanti (amianti e non, ai sensi della normativa vigente) finora individuati nelle ofioliti piemontesi (Compagnoni & Groppo, 2006 – e bibliografia associata) sono: crisotilo, tremolite-actinolite, antigorite, diopside, carlosturanite e balangeroite; sepiolite, brucite, brugnatellite, olivina e titan-clinohumite fibrose sono, invece, piuttosto rare.

Crisotilo, antigorite, carlosturanite e balangeroite sono prevalentemente associati alle rocce ultrafemiche serpentinite, mentre la tremolite-actinolite può formarsi in uno spettro più ampio di litotipi che includono scisti actinolitici, cloritoscisti, talcoscisti, prasiniti e rocce oficarbonatiche (Compagnoni & Groppo, 2007).

In letteratura viene generalmente riferito che la presenza di minerali asbestiformi è essenzialmente legata alla presenza di vene all'interno delle quali essi si sviluppano (Rice, 1957; Wiebelt & Smith, 1959; Belluso *et alii*, 1994; Churchill *et alii*, 2000), anche se non è da escludersi il caso di sviluppo di reticolati mineralizzati di dimensioni sub-millimetriche, come forse è il caso

dell'importante mineralizzazione di crisotilo localizzata nella porzione più settentrionale del Massiccio di Lanzo, coltivata industrialmente nella Miniera di Balangero fino al 1990, situazione peraltro già descritta anche da Grill (*cf supra*) e oggetto di approfondimento nell'ambito di progetti e dottorati di ricerca svolti dall'Università di Torino (Groppo, 2005).

Se dal punto di vista cristallografico-mineralogico le conoscenze sui minerali asbestiformi sono ad oggi relativamente evolute, le condizioni genetiche ed i contesti geologico-strutturali in cui questi sono presenti con maggiore frequenza e in quantità importanti sono ancora oggetto di studio e dibattito nel mondo della ricerca. Rimandando ai riferimenti riportati in bibliografia per gli approfondimenti in merito (Groppo, 2005; Compagnoni & Groppo, 2006; Perello e Venturini, 2006; Compagnoni & Groppo, 2007), di seguito si riportano sinteticamente alcune considerazioni relative alle situazioni più comuni in cui sono state rinvenute, o possono essere rinvenute con maggiore probabilità, mineralizzazioni asbestiformi.

Allo stato attuale, studi di dettaglio e diversi sopralluoghi effettuati nella Valle di Susa, in Val Varaita e in Val di Lanzo hanno evidenziato la presenza macroscopica di aggregati di minerali di amianto in vene principalmente nelle serpentinite o serpentinoscisti.

È importante evidenziare che i minerali di amianto non sono distribuiti in maniera ubiquitaria all'interno delle serpentinite, ma sono spesso associati a faglie o zone di taglio. Infatti quasi tutti i più noti studi giacimentologici sulle mineralizzazioni ad asbesto riferiscono che la condizione necessaria per la formazione di elevate concentrazioni di questo tipo di minerali è la presenza di zone di taglio (Hora, 1997; Wrucke, 1986). La ragione principale di queste concentrazioni è principalmente legata alla quantità di fluidi presenti durante il processo di serpentinitizzazione delle rocce ultrabasiche (Deer *et alii*, 1997; Robinson *et alii*, 1982). Normalmente questo processo avviene grada-

Foto 2_5

Fibre di amianto in affioramento concentrate lungo una zona di taglio nelle serpentinite.



tamente nel tempo e nello spazio e conseguentemente molte rocce possono essere solo parzialmente serpentizzate.

Le zone di deformazione per taglio rappresentano dei settori particolari in cui la roccia, a causa degli sforzi tettonici cui è sottoposta, subisce un'interruzione della propria continuità strutturale e geometrica: queste superfici disgiuntive rendono l'ammasso roccioso permeabile e diventano sede di circolazione di fluidi. Tali situazioni, all'interno delle rocce basiche ed ultrabasiche ed unitamente a condizioni metamorfiche di pressione e temperatura che consentono la cristallizzazione di minerali asbestiformi, sono ideali per sviluppare concentrazioni importanti [foto 2_5].

In queste mineralizzazioni le fibre di amianto si ritrovano sia lungo le superfici di scorrimento con geometrie più o meno complesse, sia in fratture più o meno diffuse associate a queste ultime (Perello e Venturini, 2006). Le fibre di tipo *slip* sono quelle che hanno direzione di crescita parallela alle salbande delle fratture o delle vene mentre quelle di tipo *cross* hanno direzione di crescita circa perpendicolare.

A scala mesoscopica le strutture mineralizzate possono assumere persistenza superiore ad alcuni metri. La frequenza di queste strutture contenenti aggregati di amianto è molto irregolare. Si possono attraversare notevoli volumi di rocce basiche ed ultrabasiche privi di vene di amianto, che poi compaiono localizzate in spessori rocciosi limitati (qualche metro), oppu-

re più raramente, come nel caso del giacimento di Balangero, l'amianto può trovarsi cristallizzato in una fitta rete di vene mineralizzate che permea la roccia secondo lo schema dei giacimenti filoniani idrotermali definiti *stockwork*.

Va inoltre sottolineato che in presenza di zone di taglio di ordine gerarchico superiore, le strutture sede di mineralizzazioni asbestiformi sono assai più fitte soprattutto dove queste risultano più evolute e coinvolgono porzioni di roccia maggiori.

I settori di ammassi rocciosi interessati da zone di taglio e faglie variamente sviluppate sembrano quindi assumere grande importanza ai fini dello studio della mappatura di amianto naturale in quanto sono luogo di più evidenti concentrazioni di minerali ad abito fibroso.

L'elevata sfaldabilità di queste mineralizzazioni e la scarsa adesione alla matrice rocciosa sono tali per cui la "perturbazione" di tali porzioni rocciose può liberare nell'aria fibre respirabili e l'acclarata cancerogenicità delle fibre di amianto suggerisce azioni finalizzate a contrastarne la diffusione. Di primaria importanza risulta, quindi, il problema delle attività antropiche nelle aree interessate dalla presenza di rocce amiantifere e la necessità di bonifica, o meglio, di un ripristino ambientale, delle zone (cave, affioramenti, ecc.) che possono essere sorgenti di fibre a seguito sia di fenomeni naturali di degradazione ed alterazione, sia di interventi umani (Bologna *et alii*, 2005).

2.5 Bibliografia essenziale

Nota: nel presente volume era impossibile includere un elenco esaustivo di tutti i contributi scientifici i cui risultati sono sintetizzati in queste pagine; per questa ragione si è ritenuto di riportare nella bibliografia solo i lavori a carattere di sintesi, a cui è possibile fare riferimento per le indicazioni bibliografiche necessarie per specifici approfondimenti. Analogamente si è preferito non appesantire il testo con il grande numero di citazioni che sarebbero state necessarie in considerazione del livello di sintesi operato, privilegiandone la scorrevolezza.

Arpa Piemonte (2006) – *Appunti sulla geologia del Piemonte. Uno sguardo sul territorio*. Torino, pp. 96.

Belluso E., Compagnoni R. & Ferraris G. (1994) - Occurrence of asbestiform minerals in the serpentinites of the Piemonte Zone, Western Alps. In: Politecnico di Torino Ed., Giornata di studio in ricordo del Prof. Stefano Zucchetti, pp. 57-66.

Bologna L., Cazzola C., Clerici C., Lauria E. e Wojtowicz M. (2005) - *Methodological approach to the analysis of asbestos in rocks*. Atti "International Conference on Asbestos Monitoring And Analytical Methods" - AMAM 2005 - Venezia, 5-7 Dicembre 2005, pp. 32-34.

Churchill K., Higgins C.T., Hill B. (2000) - *Areas more likely to contain natural occurrences of asbestos in western El Dorado county, California*. Report 2000-002, Division Of Mines And Geology's Public Information Offices.

Colombo A., Cavallo A. (2007) – *Schema geologico-strutturale dell'area Val d'Ossola-Sempione, note illustrative*. Firenze, pp. 31.

Compagnoni R. & Groppo C. (2006) – *Gli amianti in Val di Susa e le rocce che li contengono*. Rend. Soc. Geol. It., 3 (2006), Nuova Serie, 21-28, 11 ff., 3 tab.

Compagnoni R. & Groppo C. (2007) - *I minerali fibrosi nelle meta-ofioliti piemontesi, con particolare riferimento alle vene a tremolite*. Atti Conv. "Anfiboli fibrosi: nuove problematiche relative al rischio ambientale e sanitario" - Roma, 27-28 Aprile 2007, pp. 98-101.

Dal Piaz G.V., a cura di (1992) – *Guide geologiche regionali della Società Geologica Italiana 3: Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. BE-MA editrice.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman M.A. (1997) - *Rock-forming minerals*. Vol. 2B. Double-chain silicates. The Geological Society, London.

Gelati R. & Falletti P. (1996) – *The Piedmont Tertiary Basin*. *Giornale di Geologia*. S. 3, V. 58, pp. 11-18

Grill E. (1921) - *Sui Giacimenti d'amianto delle Alpi Piemontesi*. - Atti Soc. It. Sc. Nat. Museo Civico di Storia Naturale di Milano, pp 287 – 314 - Tip. Fusi, Pavia.

Groppo C. (2005) – *Rischio Amianto nelle Alpi Occidentali. Cartografia petrografia, quantificazione dei*

minerali fibrosi nelle serpentinitasbestifere della Zona Piemontese. Applicazione alle Valli di Susa e Lanzo. Tesi di Dottorato di Ricerca.

Hora Z.D. (1997) – *Ultramafic-hosted chrysotile asbestos*. British Columbia Ministry of Employment and Investment. Paper 1998-1, 24 k-1 to 24 k-4.

Perello P. & Venturini G. (2006) – *Scavo di gallerie in ammassi rocciosi contenenti minerali asbestiformi. Gallerie e Grandi Opere Sotterranee*, n. 78 – aprile 2006, pp. 58-62.

Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Müller S., Steck A. (1997) - *Deep structure of the Alps: results from NRP 20*. Birkhäuser Verlag, Basel, pp. 380.

Polino R., ed. (1999) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Foglio 132-152-153 Bardonecchia, Note illustrative.

Rice S.J. (1957) – *Asbestos*. In: California Division of Mines and Geology, Bulletin 176, Mineral Commodities of California, pp. 49-58.

Robinson P., Spear F.S., Schumacher J., Laird J., Klein C., Evans R.W., Doolan R.L. (1982) - *Phase relations of metamorphic amphiboles: Natural occurrence and theory*. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 9B, 1-227.

Roure F., Heitzmann P., Polino R. (1990) – *Deep structure of the Alps*. Mém. Soc. Géol. Fr. 156,; Mem. Soc. Géol. Suisse 1; Vol. Sp. Soc. Geol. It. 1, pp. 367.

Trümpy R., ed. (1980) - *Geology of Switzerland: a guide book*. Schweiz. Geol. Komm., Basel, pp. 334.

Vanossi M., a cura di (1991) – *Guide geologiche regionali della Società Geologica Italiana 2: Alpi Liguri*. BE-MA editrice.

Wiebelt F.J. & Smith Clair M. (1959) - *A Reconnaissance of Asbestos Deposits in the Serpentine Belt of Northern California*. U.S. Bureau of Mines Information Circular 7860, pp. 52.

Wruke C.T. (1986) – *Serpentine and carbonate hosted asbestos deposits*. In "Mineral Deposit Models" Cox D.P. & Singer D.A. Ed.s, U.S Geol. Survey Bull., 1693, pp. 39-46.