Stabilità dei versanti prospicienti la penisola di Olgiasca (lago di Como, Italia)

Autor(en): **Bini, Alfredo / Chinaglia, Nadia / Soldo, Luca**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Bollettino della Società ticinese di scienze naturali**

Band (Jahr): **82 (1994)**

Heft 1

PDF erstellt am: **05.06.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-1003319

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Boll. Soc. Tic. Sci. Natur. (Lugano) - 82(1), 1994, pp 41-56 ISBN-88-85118-12-7

STABILITA' DEI VERSANTI PROSPICIENTI LA PENISOLA DI OLGIASCA (LAGO DI COMO, ITALIA)

ALFREDO BINI(*), NADIA CHINAGLIA(*) & LUCA SOLDO(**)

(*) Gruppo Quaternario, Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, via Mangiagalli 34, 20133 Milano
(**) Diget - Politecnico di Torino - C.so Duca degli Abruzzi, 24 - 10129 Torino

RIASSUNTO

L'utilizzo dei metodi propri della geologia strutturale e della geomorfologia ha permesso di ricostruire l'evoluzione del pendio adiancente il Laghetto di Piona (margine NE del Lago di Como, Italia settentrionale) e di valutarne qualitativamente il grado di instabilità potenziale.
L'indagine relativa alla storia tettono-metamorfica delle rocce affioranti nell'area è stata realizzata con l'obiettivo di definire la loro mineralogia e le loro caratteristiche strutturali (foliazioni, pieghe, faglie e giunti) che influenzano profondamente il comportamento geomeccanico degli ammassi rocciosi.
Sono stati considerati anche eventi geologici più recenti quali l'evoluzione del Bacino Mediterraneo durante il Messiniano, le fasi glaciali quaternarie ed episodi di instabilità dei versanti poiché essi hanno contribuito alla creazione della morfologia attuale od, in altre parole, del grado di instabilità potenziale dei versanti.
Con queste basi sono stati riconosciuti e descritti diversi tipi di instabilità superficiali e profonde.

ABSTRACT

Using the methods of structural geology and of geomorphology the evolution of the slope dipping towards Piona Sound (NE side of Lago di Como, North Italy) was reconstructed; a qualitative evaluation of the stability of the slope was also obtained. Tectono-metamorphic history of the rocks outcropping in the area was investigated with the aim to describe their mineralogy and structural carachteristics (foliations, folds faults and joints) which deeply influence the geomechanical behaviour of the rock masses. More recent geological events, such as Mediterranean Basin evolution during Messinian, quaternary glaciation phases and slope instability episodes have also contributed to create the present morphology or in other words the degree of potential instability of the slopes: these events was taken into account too.
With these basis surficial and deep kind of slope instabilities were recognized and described.

INTRODUZIONE

Nel corso del 1993 si è diffusa, attraverso la stampa quotidiana, la notizia di un presunto ritrovamento di una cava romana estesa sino a 40 m di profondità sotto il livello del Lago di Como nella Penisola di Olgiasca.
Tra le varie ipotesi formulate per spiegare tale ritrovamento, qualora fosse stato confermato dai fatti, è stato proposto un modello che prevedeva l'abbassamento di 40 m del versante a causa di fenomeni di instabilità e deformazione del versante stesso. Per verificare il modello è stato perciò condotto uno studio sulla geologia e la stabilità del versante direttamente prospiciente la Penisola di Olgiasca[1]

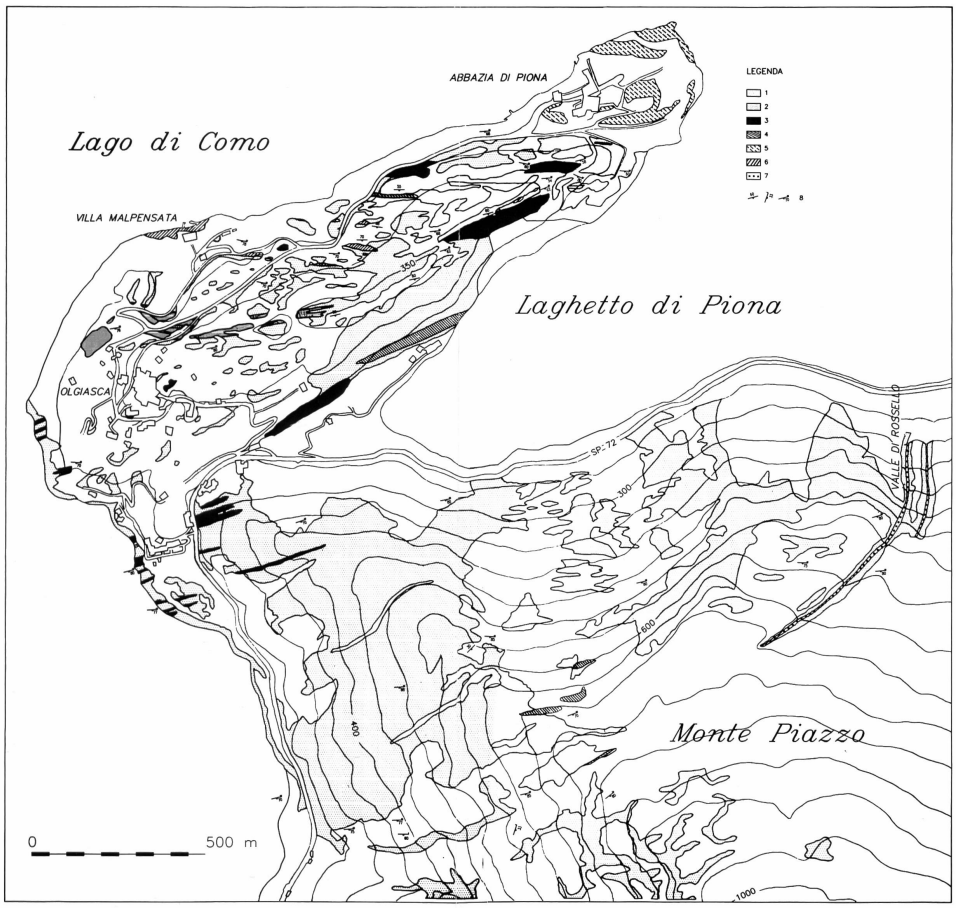
GEOLOGIA

Inquadramento geologico regionale
L'area rilevata è ubicata nel settore centroccidentale del Sudalpino (Alpi Orobiche).
Le rocce affioranti lungo il tratto nordorientale del Lago di Como compreso fra Colico e Bellano appartengono al Basamento cristallino Orobico costituito prevalentemente da paragneiss, micascisti, filladi, quarziti e rari marmi; in percentuale nettamente subordinata affiorano metagranitoidi e gneiss occhiadini; le metabasiti più frequenti sono anfiboliti a plagioclasio e granato.
Tutte queste rocce mostrano impronte metamorfiche prealpine. La tettonica alpina è essenzialmente responsabile della genesi di un sistema di sovrascorrimenti sudvergenti che ha interessato tanto le rocce del Basamento cristallino, a N della Linea Orobica, tanto le rocce della copertura sedimentaria permo - cenozoica, affiorante a S; la presenza di alcune finestre tettoniche nel settore a S del lineamento Orobico ha permesso di verificare che il basamento è coinvolto anche nei sovrascorrimenti più meridionali.

La distribuzione regionale del metamorfismo sudalpino, prevede, nel suo schema classico, una zoneografia caratterizzata dall'incremento del grado metamorfico da ENE a WSW, dalle filladi orientali fino alle granuliti di Ivrea.
Alcuni autori segnalavano però evidenze di discrepanze in questa zoneografia. In particolare, per quanto riguarda il Sudalpino Orobico, lungo la sponda nordorientale del Lago di Como veniva proposta l'esistenza di una sequenza metamorfica prograda in regime di bassa pressione dalla zona della clorite (El Thalawi, 1965) o della biotite (Bocchio, 1980) a S, fino alla zona della sillimanite a N; Bocchio et al. (1981) e Mottana et al. (1985) per primi identificarono due aree con evoluzione metamorfica e cronologica differente: una "unità di pressione intermedia", con un'impronta metamorfica Varisica, ed un'"unità di bassa pressione" (cioè la zona Dervio-Olgiasca), con una sovraimpronta metamorfica di bassa pressione-alta temperatura di età tardo Permiano-Giurassico. Alcuni lavori recenti, realizzati su aree campione del basamento cristallino orobico, hanno permesso di verificare l'esistenza di una storia deformativa complessa, polifasica, caratterizzata da un episodio metamorfico in facies anfibolitica seguito da evoluzioni metamorfiche differenti in zone distinte:
- una retrocessione in facies scisti verdi in Val Vedello associata a strutture deformative pre-Permiane (Cassinis et al., 1986; Milano et al., 1988)

[1] Luca Soldo ha curato la parte geologica, Alfredo Bini la parte geomorfologica, Alfredo Bini Nadia Chinaglia e Luca Soldo la parte di stabilità del versante.

Fig. 1 Carta litologico strutturale della Penisola di Olgiasca e versante sudoccindetale del M. Legnoncino: 1 = micascisti e paragneiss a biotite, sillimanite e granato - 2 = quarziti - 3 = anfiboliti - 4 = scisti a clorite - 5 = pegmatiti - 6 = marmi - 7 = rocce di faglia - 8 = foliazione litologica, di prima fase deformativa, di seconda fase deformativa.


ABBAZIA DI PIONA
LEGENDA
1
2
3
4
5
6
7
8
Lago di Como
VILLA MALPENSATA
Laghetto di Piona
OLGIASCA
SP. 72
VALLE DI ROSSELLO
300
400
500
600
1000
Monte Piazzo
0
500 m

- una retrocessione in facies scisti verdi nella zona del M. Muggio legata a lineamenti tettonici alpini, quali la linea Grona-Val Grande (Bertotti, 1988, 1990, 1991; Siletto et al., 1991; Bertotti et al., in stampa)
- un evento metamorfico di bassa pressione-alta temperatura associato ad una seconda fase deformativa, seguito da una retrocessione in facies scisti verdi nella zona Dervio-Olgiasca (Diella et al., 1992).

Caratterizzazione litologico strutturale

Date le finalità del lavoro l'indagine litologico strutturale deve considerarsi di carattere preliminare; quindi la descrizione dei litotipi e la caratterizzazione strutturale sono realizzate esclusivamente sulla base di osservazioni macroscopiche e di un numero limitato di sezioni sottili.

Descrizione dei litotipi (Fig.1)

A) Micascisti e paragneiss a biotite, sillimanite e granato; sotto questo nome sono raggruppate rocce contraddistinte da una foliazione S1 definita da biotite e muscovite nei domini "M", quarzo, granato e feldspato nei lithons. La foliazione S2 è definita da quarzo, biotite bruna, sillimanite, feldspato; la sillimanite cresce in feltri con la biotite ed assieme al plagioclasio sostituiscono il granato.
In corrispondenza della pegmatite affiorante lungo il versante sudorientale della Penisola di Olgiasca, questi litotipi sono intensamente alterati: la roccia appare di colore rosso ruggine o giallo e risulta facilmente sgretolabile. Nelle immediate vicinanze della pegmatite, il processo di metasomatosi idrotermale ha fatto sì che l'unico minerale conservato fra quelli appartenenti al protolito sia la muscovite, che appare in grani minutissimi; anche la foliazione metamorfica S2 è ancora riconoscibile così che la roccia si presenta come costituita da straterelli di minerali di origine metasomatica affiancati e paralleli rispettando l'originale giacitura della S2. Lo spessore della zona alterata è di circa 250 m.

B) Pegmatiti: sono costituite prevalentemente da quarzo, alcali - feldspati, plagioclasio, muscovite e tormalina; affiorano in lenti di differente spessore, massicce nelle porzioni interne, foliate ai bordi concordemente con la foliazione S2 (Siletto et al. 1993; Siletto et al. 1990)

C) Quarziti: affiorano in boudin paralleli alla foliazione S2 e sono costituite da quarzo ed in quantità decisamente subordinata, da muscovite, biotite e clorite.

D) Marmi; affiorano in numerosi boudin di spessore metrico, con andamento parallelo alla foliazione metamorfica S2; in quasi tutti gli affioramenti, che in gran numero sono cartografabili in tutta la penisola, non si ritrova un unico tipo di marmo, ma livelli di differenti tessiture e mineralogia appaiati: in prossimità della Villa Malpensata, lungo la costa, in coincidenza dell'affioramento di maggiore spessore e continuità longitudinale si ha la possibilità di osservare tutti questi differenti tipi di marmo.
- marmo bianco con venature di colore grigio chiaro (silicati e/o grafite) accompagnate da letti di pirite in piccoli granuli; non sono distinguibili i singoli cristalli di calcite;
- marmo con cristalli di calcite millimetrici, equigranulari, con femici e sparsi cristalli di pirite
- marmo con cristalli di calcite quasi centimetrici e cristalli plurimillimetrici di minerali femici; presenti anche rari cristalli di flogopite.

E) Anfiboliti: sono descritti separatamente differenti boudin;
- un grosso boudin affiora lungo il crinale della penisola; é costituito da anfiboliti ad orneblenda, plagioclasio, quarzo; appaiata ad essa corre un livello decimetrico di gneiss a feldspato, quarzo, granato.

- un grosso boudin affiora perpendicolare alla costa occidentale della penisola; l'anfibolite appare costituita da un elevatissima percentuale di orneblenda e da quantità decisamente subordinate di plagioclasio e titanite.
- al termine della strada che conduce all'Abbazia di Piona si incontra un boudin anfibolitico di spessore decametrico; il litotipo è costituito da orneblenda, plagioclasio, biotite, quarzo.

F) Scisti a clorite, affioranti nell'intorno dell'Abbazia di Piona: costituiti da quarzo, mica bianca, plagioclasio, clorite.

G) Rocce di faglia: in corrispondenza della Valle di Rossella, sono state ritrovate rocce di faglia in spessore metrico; esse sono cartografabili a partire dall'intersezione dell'impluvio con la strada provinciale n.72, al Km 89 circa, lungo tutta la vallecola, fin poco prima di Monte Piazzo ove gli affioramenti scompaiono sotto una coltre di depositi glaciali: si ritrovano di nuovo all'inizio del piccolo impluvio che partendo a 250 m circa a SW di Monte Piazzo, scende verso la località case Asen; qui esse scompaiono circa a quota 650 m. Lo stesso litotipo è osservabile anche in corrispondenza dell'impluvio localizzato immediatamente a N della Valle di Rossella. Si tratta di rocce di colore nero, non foliate, coerenti con una percentuale di frammenti del protolito intorno al venti per cento, classificabili (Sibson, 1977) come cataclasiti; sono spesso osservabili anche pseudotachiliti. Queste rocce appaiono peraltro trasformate successivamente in breccia, suggerendo una storia deformativa polifasica per questo piccolo lineamento tettonico.
I protoliti interessati dalla cataclasi sono i micascisti ed i paragneiss a biotite, sillimanite e granato.

Storia deformativa

FASE DEFORMATIVA D1
Alla deformazione metamorfica D1 è associata una foliazione relitta (S1) sottolineata dall'orientazione preferenziale di biotite, mica bianca e porfiroblasti di granato. In alcuni settori, ove i litotipi sono caratterizzati da una maggiore quantità di quarzo e feldspati la foliazione S1 è la più pervasiva. Nei livelli paragneissici ed anfibolitici sono preservate pieghe isoclinaliche sradicate di prima fase.

FASE DEFORMATIVA D2
Alla seconda fase deformativa sono associabili pieghe isoclinaliche a scala metrica ed una foliazione di piano assiale pervasiva del tipo "clivaggio di crenulazione" (giacitura media 175°/75°). Nell'area sono presenti pieghe sradicate asimmetriche (geometria ad S guardando verso E), e pieghe simmetriche (geometria ad M, 750 m circa ad W di Monte Piazzo).
Durante la trasposizione correlata a questa fase si sono prodotte pieghe ad uncino, boudinaggio e parallelizzazione dei livelli anfibolitici, quarzitici e di marmo alla scala decametrica. Gli assi delle pieghe F2 (b2) hanno direzione NE-SW con inclinazione variabile.
A questa fase è asssociato anche un exstensional crenulation cleavage e shear bands di ampiezza da decametrica a metrica; i piani di taglio hanno giacitura 245°/65°, formando angoli di circa 40° con i piani di foliazione S2.
L'allineamento di biotite e di sillimanite definisce i piani di taglio e di foliazione ed anche la lineazione di stretching associata, che ha direzione N-S con inclinazione suborizzontale.

Le pegmatiti affioranti nella zona Dervio - Olgiasca compaiono generalmente all'interno di zone di taglio e sono caratterizzate da margini foliati e nuclei indeformati; la foliazione che interessa i bordi delle pegmatiti è parallela alla foliazione S2 delle rocce incassanti e le strutture tipo "s-c" presenti sono coerenti con il clivaggio estensionale correlato alla seconda fase deformativa.

Queste evidenze suggeriscono che la messa in posto delle pegmatiti si sia realizzata durante una fase tettonica con componente estensionale D2.
La sovrapposizione di strutture D1 e D2 ha dato luogo a strutture del tipo "pieghe ripiegate".

FASE DEFORMATIVA D3
La terza fase è caratterizzata da kink bands coniugate o blande ondulazioni irregolari nei livelli più competenti e kink bands nei livelli più ricchi di fillosilicati.
Sono altresì osservabili pieghe aperte a scala da metrica fino a decametrica.

GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA DEL QUATERNARIO

La zona dell'Alto Lago cui appartengono il versante occidentale del M. Legnoncino e la Penisola di Olgiasca, oggetto del presente studio, presenta nel suo insieme una morfologia particolare. Due valli, Valtellina e Val Chiavenna, confluiscono a formare la valle del Lago di Como; il fondovalle pianeggiante, largo circa 2 km in entrambi i casi, è costituito dalle piane deltizie dell'Adda e del Mera[2]
Nella zona di confluenza e lungo la sponda orientale del lago sino all'altezza del M. Legnoncino, emergono dalla piana dell'Adda e dal lago alcuni dossi in roccia. Di questi, tre sono allineati in senso SW - NE e sono, a partire da SW: la Penisola di Olgiasca, il Montecchio S e il Montecchio N; mentre il quarto dosso, Monteggiolo o Forte Fuentes, devia verso E.
Tra i dossi e il versante del M. Legnone è compresa una zona ampia da 1 a 2 km che è costituita a N da parte della piana deltizia dell'Adda, al centro dal conoide - accumulo di frana dei torrenti Inganna e Perlino, quindi dal laghetto di Piona, mentre a S la Penisola di Olgiasca è topograficamente collegata alla cresta NW del M. Legnoncino.
I quattro dossi sono montonati dal passaggio dei ghiacciai quaternari, ma non sono dei drumlin, come sostenuto da altri autori (Nangeroni, 1956; 1971; 1974), nè possono essere stati separati dal versante dall'erosione di una piccola lingua di ghiaccio (Nangeroni; 1956).
Come già osservato da Nangeroni (1971, 1974) i dossi si trovano sul prolungamento verso SW della cresta del M. Barretta che separa la Val Chiavenna dalla Valtellina e pertanto potrebbero rappresentare i resti di una cresta che separava le due valli. In questo caso tra i dossi e il versante del M. Legnone deve esistere, sepolta da depositi fluviali, glaciali e lacustri, una valle il cui fondo in roccia è a quota maggiore rispetto al fondo in roccia del lago. Il fatto che la Penisola di Olgiasca sia collegata al versante sembra negare questa ipotesi, ma, dall'analisi della stabilità del versante NW del M. Legnoncino, illustrata nel prossimo paragrafo, appare come la Penisola di Olgiasca sia solo topograficamente collegata al versante che in questo settore appare ribassato per instabilità a riempire lo spazio tra la penisola e il versante in posto.
Questa valle rappresenterebbe un antico percorso del fiume Adda, successivamente catturato dall'asse vallivo principale. Poichè lo scavo delle valli in questo settore è stato messo in relazione con l'abbassamento del livello di base conseguenza del disseccamento del Mediterraneo, avvenuto durante il Messiniano (Bini et al., 1978; Finckh, 1978), la cattura

[2] A questo proposito si fa notare che nelle parti terminali della Val Chiavenna e della Valtellina sono assenti terrazzi fluviali laterali alle valli perchè i fondovalle non sono delle piane alluvionali in erosione bensì delle piane deltizie progradanti nel lago che, al ritiro del ghiacciaio dell'ultimo Episodio glaciale, doveva essere ben più esteso in entrambe le valli.

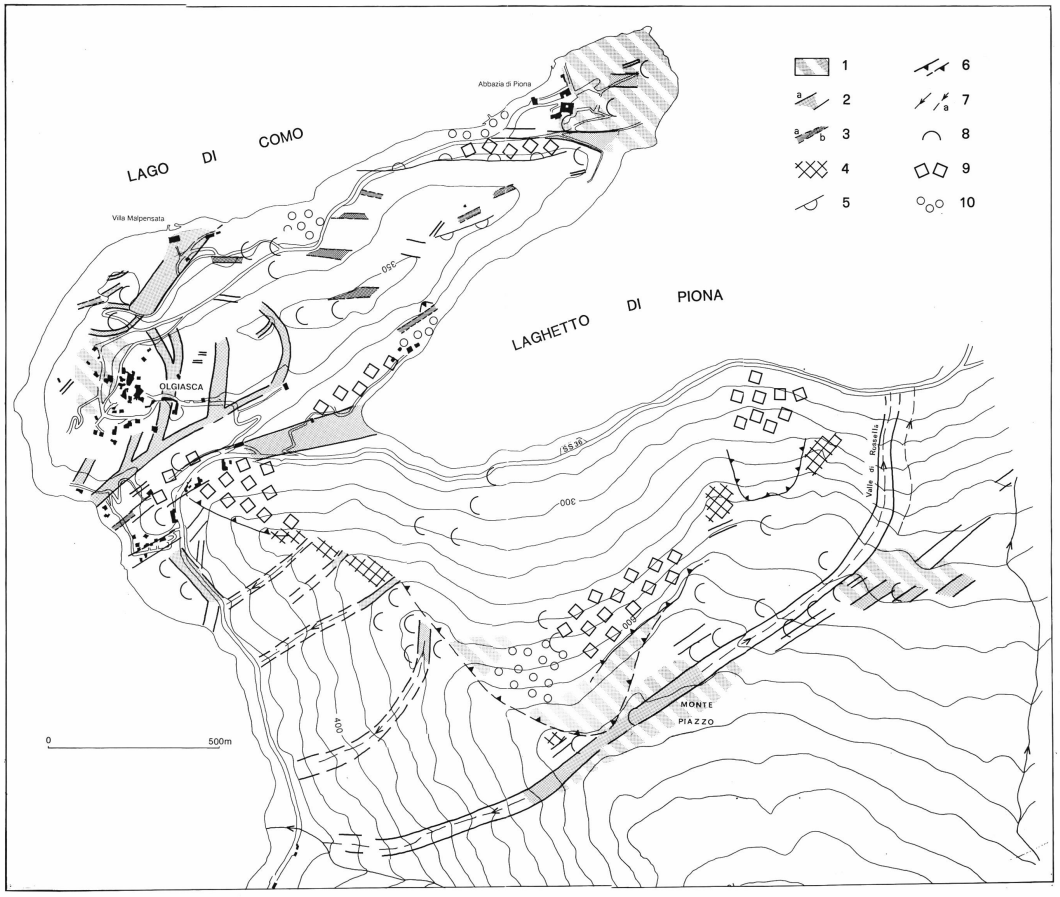
anziddetta sarebbe avvenuta anch'essa durante il Messiniano. I ghiacciai poi avrebbero soltanto rimodellato e ridotto di importanza la cresta dei Montecchi.
Nel dettaglio il versante occidentale del M.Legnoncino e la Penisola di Olgiasca sono interessati soprattutto da morfologie legate all'instabilità dei versanti come trincee di distensione, depressioni allungate e nicchie di distacco di frane, che verranno descritte più in dettaglio nel prossimo paragrafo, e da morfologie glaciali. Queste ultime sono rappresentate da rocce montonate localizzate un po' ovunque sul versante, ma soprattutto, per quanto concerne il presente studio, anche all'interno della nicchia di frana a W di Monte Piazzo e sui fianchi di gran parte delle trincee da distensione. Di conseguenza queste morfologie sono antecedenti l'ultimo episodio glaciale (Episodio Cantù). L'assenza dell'accumulo di massi connesso con la nicchia rappresenta un'ulteriore conferma di questa datazione relativa, in quanto l'azione di un ghiacciaio è l'unica possibilità di asportazione dei massi in un contesto topografico quale quello del versante occidentale del M. Legnoncino.
L'orientamento della Penisola di Olgiasca e dei Montecchi segue l'andamento della scistosità S2, che determina inoltre gran parte delle pareti presenti, nonchè dei fenomeni di instabilità dei versanti. Anche le rocce montonate tendono ad essere allungate nella direzione della scistosità poichè quest'ultima coincide, in questo settore del versante, con la direzione di flusso dei ghiacciai.
Per quanto riguarda la geologia del Quaternario tutto il versante esaminato è interessato da depositi glaciali e da massi erratici sparsi appartenenti all'Alloformazione di Cantù (= Alloformazione di Pian del Tivano) (Bini, 1987). Non sono presenti forme particolari quali morene o terrazzi di kame; il versante si presenta coperto in modo discontinuo dai till. Durante l'Episodio Cantù, che rappresenta l'ultimo episodio glaciale, il M. Legnoncino (1714 m) doveva essere quasi completamente coperto dai ghiacci dato che sul M. Berlinghera sul versante opposto del lago il limite massimo raggiunto dal ghiacciaio durante l'Episodio Cantù è a 1685 m di quota (Maggi, 1992)[3] Non sono presenti, nell'area esaminata, depositi appartenenti ad Alloformazioni più antiche.

STABILITA' DEI VERSANTI

La forma del versante deve essere considerata in base a tutta la sua estensione anche al di sotto del livello lacustre. La profondità del laghetto di Piona è di circa 80 m; ma lungo la costa nordoccidentale della penisola le profondità incrementano drasticamente, il ramo lacustre principale raggiunge infatti una profondità di più di 200 m con una inclinazione del versante che raggiunge localmente i 55°, divenendo, sotto il livello del lago, anche strapiombante (Rossi, 1994) .
Inoltre tra le forme di instabilità alcune devono considerarsi collegate ad un altro periodo della vita del versante, mentre altre devono senza dubbio essere considerate forme di instabilità giovani, legate cioè all'ultimo periodo della vita del versante. Un versante così antico, legato alla formazione di una valle già dal Messiniano, in sostanza presenta forme attive, forme inattive e forme di dissesto con evoluzione complessa, legate ai vari stadi evolutivi e alle differenti condizioni ambientali.

[3] Non si hanno attualmente dati diretti sul territorio dei M. Legnone e Legnoncino perchè i rilevamenti del Quaternario non hanno ancora interessato quest'area.

Fig. 2 - Carta geomorfologica della Penisola di Olgiasca e versante sudoccidentale del M. Legnoncino. 1) Zone con copertura continua ma poco spessa di depositi glaciali.; 2) trincee contenenti depositi glaciali; 3) trincee prodotte dall'asporto di materiali ad opera dell'uomo, a) cave di pegmatite, b) cave di marmo; 4) Affioramento di roccia intensamente fratturato e decompresso; 5) orli di scarpata; 6) nicchie di distacco di frana; 7) impluvi con presenza d'acqua o asciutti (a); 8) rocce montonate; 9) accumulo di blocchi di origine naturale; 10) accumulo di blocchi di origine antropica (marino di cava).


LAGO DI COMO
LAGHETTO DI PIONA
Abbazia di Piona
Villa Malpensata
OLGIASCA
MONTE PIAZZO
Valle di Rosnello
250
300
400
0
500m
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

Penisola di Olgiasca (Fig. 2)

Immediatamente a S dell'Abbazia di Piona, in corrispondenza di un importante cambio litologico (paragneiss - anfiboliti) si è impostata una parete alta 30 m circa dalla quale possono verificarsi fenomeni di crollo e ribaltamento di blocchi delimitati a monte da discontinuità corrispondenti alla scistosità S2. La parete non appare tuttavia particolarmente attiva e il detrito sottostante è completamente colonizzato dal bosco. La presenza a monte della parete di alcune coltivazioni a sbalzo nel marmo ha fatto anche supporre che una parte del detrito, almeno quello di granulometria meno grossolana, possa essere di origine antropica.
Anche in corrispondenza del versante sudorientale la pervasiva foliazione metamorfica S2, che ha un'inclinazione di 65-70°, influenza sostanzialmente la stabilità dei versanti, essendo responsabile di diffusi fenomeni di scivolamento planare lungo le superfici di discontinuità molto inclinate. Deve essere sottolineata la bassa resistenza dei micascisti e paragneiss, correlata all'intensa alterazione metasomatica idrotermale. Anche in questa zona l'accumulo di detrito è in parte di origine antropica; qui è infatti presente la più grande coltivazione di pegmatite dell'area.
Varie depressioni allungate, morfologicamente ben definite, interessano la penisola. Alcune hanno andamento subparallelo alla foliazione S2, con direzione variabile tra 94° ÷ 97° sul versante settentrionale della penisola e 60° ÷ 65° sul versante meridionale. Alcune delle trincee rilevate sul versante più meridionale sono dirette circa 10° ÷ 15° e 140° ÷ 145°, parallele a famiglie di fratture subverticali. Le trincee naturali presentano bordi levigati e montonati dall'azione glaciale e sono sempre ricoperte da depositi glaciali. Il sistema di depressioni doveva quindi già essere strutturato prima dell'ultimo evento glaciale. Il rilascio tensionale del versante, legato alla formazione dell'asse vallivo, ha prodotto quindi la progressiva apertura delle discontinuità corrispondenti ai piani di scistosità S2, debolmente resistenti a trazione. Le depressioni che si andavano formando possono poi essere state riempite e modellate dall'azione di uno o più ghiacciai. Attualmente le depressioni non mostrano caratteri di attività, quali fratture della roccia aperte o rotture della coltre superficiale.
Molte forme negative sono di origine antropica e coincidono con le coltivazioni di marmo e, nei pressi di Villa Malpensata, anche con una coltivazione di quarzite (?). In questo caso le trincee presentano pareti molto ripide con fenomeni di crollo recenti, che interrompono la continuità della forma. In almeno un caso sono state osservate forme carsiche superficiali sulla roccia di fondo della trincea, ad indicare una età di cava antica. Il volume di marmo cavato potrebbe aggirarsi sui 30.000 m^3 totali, che dovrebbero essere stati asportati quasi per intero, poichè non sono state rilevate delle discariche di marino di marmo.
A parte alcuni piccoli fenomeni di crollo e scivolamento sul versante sudorientale della penisola, la zona sembra presentare buone condizioni di stabilità dei versanti sia superficiale che profonda.

Versante nordoccidentale del M. Legnoncino (Fig. 2)

Il versante del M. Legnoncino presenta fino all'altezza dell'abitato di Monte Piazzo i segni di una diffusa instabilità.
Più in alto il versante, fortemente modellato dall'azione glaciale, non mostra importanti evidenze di instabilità.

Un'ampia nicchia di distacco occupa la parte centrale del versante; la forma deve essere considerata precedente almeno l'ultimo evento glaciale, dato che al suo interno appare parzialmente rivestita da depositi glaciali e molti affioramenti di roccia sono montonati. Il meccanismo di distacco appare riconducibile ad uno scivolamento rispetto ad una superficie composita.
Soltanto nella porzione orientale della nicchia, una parete di circa 100 m di altezza sviluppantesi per 200 m alimenta una falda di detrito attiva formata da grossi blocchi che si staccano con meccanismo di crollo e ribaltamento.

All'estremità nordorientale di questa parete, in corrispondenza di uno sperone roccioso l'affioramento mostra fratture pervasive estendentesi in profondità; la completa disarticolazione dell'ammasso roccioso indica un forte rischio di crollo (Cancelli e Crosta, 1992).
Poco sotto questo sperone, in direzione NW, è presente una nicchia con coronamento intorno ai 520 m; le pareti sono subverticali e prive di vegetazione; la roccia in più punti appare priva di alterazione superficiale, segno evidente di distacchi recenti. Oltre alla zona di nicchia sono ben definibili la zona di traslazione ed accumulo; il deposito di massi al piede sovrasta la provinciale n.72.

Il crinale che delimita ad occidente il versante presenta diffuse evidenze di decompressione degli ammassi rocciosi a partire da quota 550 m; la pervasiva foliazione S2 costituisce anche in questo caso il piano di debolezza strutturale in coincidenza del quale si generano le discontinuità osservate (Fig. 3).
Lungo il fianco occidentale del crinale sono osservabili trincee, fratture beanti colmate da depositi glaciali, sviluppantesi in lunghezza come impluvi rettilinei verso il lago di Como; in corrispondenza del crinale il riempimento glaciale è spesso lacerato (Fig. 4) indicando un sistema di fratture strutturate a partire almeno dall'ultima epoca glaciale e tuttora attive.
Lungo il fianco orientale del crinale gli affioramenti coincidono con grossi blocchi rocciosi separati l'uno rispetto all'altro da profonde fratture ed interessati da fenomeni di ribaltamento; una di queste fratture definisce, in coincidenza del limitare inferiore del crinale, una parete rettilinea dalla quale per crollo e ribaltamento si distaccano numerosi massi, alcuni dei quali sono sparsi in prossimità della strada provinciale.

Un'importante trincea è osservabile in corrispondenza dell'abitato di Monte Piazzo; essa prosegue verso NE nella Valle di Rossella; questo impluvio appare fortemente inciso (delimitato in molti tratti da pareti ripide e soggette a distacco di blocchi), nonostante la totale assenza di deflusso anche in periodi di forti precipitazioni. Più in generale, nell'intera porzione di versante compresa entro questo allineamento morfologico non si osserva scorrimento di acqua anche quando gli impluvi adiacenti, spesso caratterizzati da numerose forme di erosione, mostravano portate notevolissime. La depressione, che non presenta peraltro segni di erosione da acque correnti, sembra quindi funzionare come via preferenziale di infiltrazione delle acque.

La trincea di Monte Piazzo e la Valle di Rossella sono impostate in coincidenza di un orizzonte litologico costituito da cataclasiti, pseudotachiliti brecciate (testimonianti una lunga storia deformativa, polifasica); queste rocce sono state ritrovate, verso WSW fino a quota 600 m del versante rivolto verso il lago di Como.
La morfologia descritta sembra dunque rappresentare l'emergenza di un piano di discontinuità inclinato di circa 70° ed immergente verso NW, di cui però è difficile congetturare la continuità in profondità.
La discontinuità di Monte Piazzo potrebbe delimitare una zona che verrebbe a trovarsi ancora attualmente in lento movimento come sembrano testimoniare le numerose manifestazioni di instabilità superficiale dell'area. Potrebbe trattarsi di una struttura legata al rilascio tensionale del versante in seguito alla profonda erosione del solco vallivo, che esaurisce il suo effetto in profondità e costituisce nel suo insieme una deformazione tipo "sackung" (Zischinsky, 1966; 1969). In tal caso le manifestazioni superficiali di instabilità sarebbero collegate al progressivo deterioramento delle condizioni dell'ammasso roccioso e produrrebbero la graduale distruzione del versante a cominciare dalla zona più superficiale.

Continui movimenti del versante, anche in profondità, sono testimoniati dai continui danni che subiscono sia la galleria ferroviaria Olgiasca-Dorio, sia la più recente e profonda ss.36 che potrebbe attraversare parte della zona in movimento nel tratto tra Dorio e Colico. La deformazione, non deve essere però così importante nella zona profonda del versante, come testimonia la convivenza delle strutture rigide dei tunnel con l'entità della deformazione stessa. Le deformazioni che le strutture subiscono periodicamente sono compatibili

Fig. 3 - Fratture aperte in roccie montonate lungo il crinale del M. Legnoncino verso la Penisola di Olgiasca.

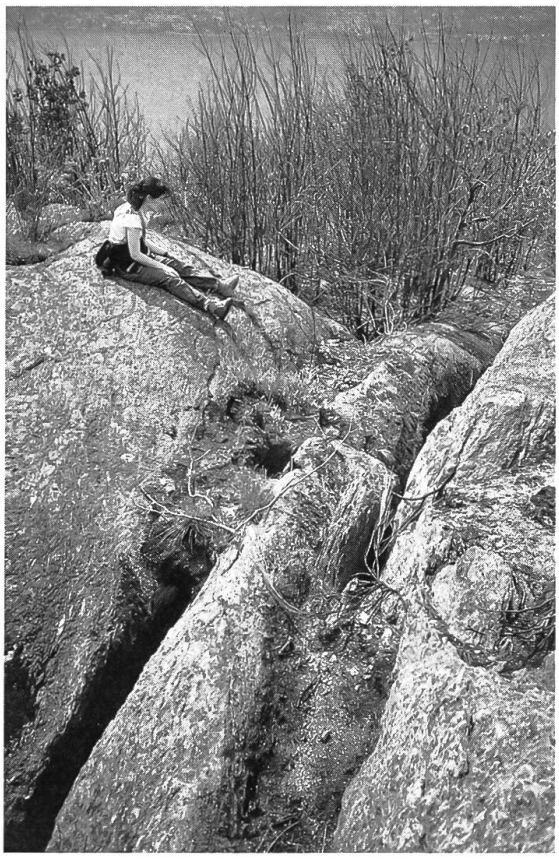


Fig. 4 - Fratture aperte nel substrato roccioso che continuano nella copertura superficiale lungo il crinale del M. Legnoncino. La foto è stata presa poco più a monte della precedente, il crinale presenta questo tipo di strutture in tutto il tratto da Monte Piazzo alla provinciale.

con un lento movimento viscoso del versante (creep), che si inserisce perfettamente nel quadro della deformazione tipo "sackung" del versante.

DISCUSSIONE

Rilevamento della zona di Olgiasca e del versante nordoccidentale del M. Legnoncino ha evidenziato la presenza di un numero piuttosto elevato di tipologie di instabilità; si distingue tuttavia un grado di attività molto minore delle forme nella zona peninsulare.
Il versante del M. Legnoncino è interessato da una instabilità profonda, delimitata da una superficie di discontinuità molto inclinata; essa isola una porzione dell'ammasso roccioso che appare, non più fratturato che nelle zone circostanti, ma particolarmente decompresso, caratterizzato dalla presenza di fratture beanti anche profonde. In questa zona si sono verificati almeno tre fenomeni di scivolamento e crollo superficiali che hanno interessato l'ammasso rilassato.
L'evoluzione dell'insieme versante e penisola può essere considerata di due tipi. In un primo caso la deformazione va ad interessare il versante in una zona molto profonda e la penisola potrebbe essere coinvolta nel movimento passivamente e per questo motivo non presentare segni di instabilità recente; essa si comporterebbe sostanzialmente come un blocco rigido, esterno rispetto alla zona rilassata lungo la quale si verifica il movimento.
In alternativa la penisola potrebbe essere considerata come un rilievo stabile in origine morfologicamente separato dal versante instabile. In questo caso la zona in deformazione isolerebbe una porzione di versante più superficiale corrispondente solo al versante NW del M. Legnoncino senza interessare la penisola. Secondo questa ipotesi il versante del M. Legnoncino in origine era separato dalla penisola dalla paleovalle dell'Adda. Con il procedere della deformazione profonda e con il progressivo incremento dei fenomeni di instabilità superficiale ad essa associati i due versanti della paleovalle potrebbero essere venuti a contatto con la formazione dell'istmo di Olgiasca.

RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia sentitamente lo Studio Ing. C. Cometti e P. Oppizzi per la ripresa digitale dei dati ed il trattamento grafico della carta di Fig. 1 all'elaboratore.

BIBLIOGRAFIA

BERTOTTI G. (1988) - The deep structure of the South-Alpine mesozoic passive continental margin. In: Deep structure of the Alps - Symposion, 12-13 dicembre 1988, Parigi. Abstract 12.

BERTOTTI G. (1990) - The deep structure of the M.te Generoso basin: an extensional basin in the south-alpine mesozoic passive continental margin. In: Roure F., Heitzmann P. e Polino R. (eds.), Deep structure of the Alps, Mem. Soc. Geol. Fr., 156: 303-308.

BERTOTTI G. (1991) - Early Mesozoic exstension and alpine shortening in the western southern alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, northern Italy). Mem. di Sc. Geol., vol. XLIII:17-123, Padova.

BINI A., CITA M.B. & GAETANI M. (1978) - Southern Alpine lakes - hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. Marine geology, 27:271-288.

BINI A. (1983) - L'apparato glaciale würmiano di Como. Tesi di Dottorato di Ricerca, Univ. Milano, Dip. Scienze della Terra, 569 pp.

BOCCHIO R., CRESPI R., LIBORIO G. & MOTTANA A. (1980) - Variazioni composizionali delle miche chiare nel metamorfismo progrado degli scisti sudalpini nell'alto lago di Como. Mem. Sc. Geol. Univ. Padova, 34:153-176.

BOCCHIO R., DE CAPITANI L., LIBORIO G., MOTTANA A., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1981) - K-Ar radiometric age determination of the south - alpine metamorphic complex, Western Orobic Alps (Italy). N. Jb. Miner. Mh., 7:289-307.

CANCELLI A. & CROSTA G. (1993) - Rockfall hazard and risk mapping. Proc. VII Int. Conf. & Field Workshop on Landslides, Bratislava, :69-76.

DIELLA V., SPALLA M.I. & TUNESI A. (1992) - Contrasted thermomechanical evolution in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy). Journal of metamorphic Geology, 10:203-219.

EL TAHLAWI M.R. (1965) - Geologie und petrographie des nordostlichen Comerseegebietes (Provinz Como, Italien). Tesi di Dottorato, Zürich, 199 pp.

FINCKH P.G. (1978) - Are southern alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes. Marine geology, 27:289-302.

HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - An outline of structural geology. Wiley, New York, 571 pp.

MAGGI V. (1992) - Geologia del Quaternario del Monte Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale (Provincia di Como). Il Quaternario 5(2): 235-250.

MILANO P.F., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I., (1988) - Alpine and Pre-Alpine tectonics in the Central Orobic Alps (Southern Alps). Ecl. Geol. Helv., 81:273-293.

MOTTANA A., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., LIBORIO G., DE CAPITANI L. & BOCCHIO R. (1985) - Pre-alpine and alpine evolution of south alpine basement of the Orobic Alps. Geol. Rund., 74:353-366.

NANGERONI G. (1956) - Appunti sull'origine di alcuni laghi prealpini lombardi. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 95:176-196.

NANGERONI G. (1971) - Note geomorfologiche sul territorio montuoso comasco ad oriente del Lario. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 112:5-160.

NANGERONI G. (1974) - La geomorfologia delle montagne lariane. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 115:5-116.

RAMSAY J.G. & HUBER M. (1987) - The techniques of modern structural geology. Academic Press, London.

ROSSI S. (1994) - Carsismo subacqueo nei marmi della Penisola di Olgiasca (Lago di Como, Italia). Boll. Soc. Tic. Sc. Nat., 82(1):57-64.

SIBSON R.H. (1977) - Fault rocks and fault mechanism. J. Geol. Soc. Lond., 133:191-213 pp.

SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. & COLOMBO A., (1993) - Prealpine structural and metamorphic histories in Orobic Southern Alps, Italy. In: J. von Raumer and F. Neubauer (editors). The Pre-Mesozoic Geology in the Alps. :583-596.

SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., NARDO M. & SOLDO L. (1990)- Structural analysis in the Lario basement (Central Southern Alps). Mem. Soc. Geol. It., 45:92-100.

ZISCHINSKY U. (1966) - On the deformation of high slopes. Proc. Int. Soc. Rock Mech., I Congr., Lisbon, :179-185.

ZISCHINSKY U. (1969) - Uber bergzerreissebung und talzuschub. Geologische Rundschau, 58(3):974-983.

Manoscritto ricevuto il: 15.4.1994
Ultime bozze restituite il: 19.6.1994