

Capitolo 3

Geologia, idrogeologia, idrodinamica e meteorologia del Lago di Tovel e del suo bacino



Nel capitolo vengono sviluppate le tematiche geologiche, idrogeologiche, idrologiche, idrodinamiche, meteorologiche e climatiche del Lago e della Val di Tovel.

Lo studio geologico si è concentrato in particolare sulla “marocca” di Tovel, responsabile dell’idrologia pseudocarsica del lago. Prove con traccianti hanno permesso di definire il drenaggio sotterraneo nell’acquifero della Pozzol e di delimitare il bacino idrogeologico del lago.

I monitoraggi in continuo degli afflussi-deflussi del lago e della falda freatica dell’acquifero della Pozzol hanno permesso lo sviluppo di un modello di generazione dei deflussi dei torrenti S. Maria Flavona e Rislà, e la modellazione del flusso e trasporto dei nutrienti nell’acquifero della Pozzol. Il dettagliato bilancio idrologico del lago ha consentito di quantificarne le perdite sotterranee, chiarire i meccanismi che controllano le oscillazioni stagionali di livello, calcolare i tempi di ricambio teorici del lago e della Baia Rossa.

La modellizzazione termodinamica del lago ha chiarito il ruolo del vento e degli apporti idrici sotterranei nel modificare la risposta termodinamica del lago sul lungo periodo. È stato quindi sviluppato un modello tridimensionale che simula il comportamento nel breve periodo del campo di moto in risposta alle forzanti esterne, quantificando i flussi tra la Baia Rossa e il resto del lago.

Si sono analizzate le caratteristiche meteorologiche del lago nel periodo 2001-2004 confrontandole con le tendenze climatiche dell’ultimo trentennio grazie alla validazione della serie storica di Tovel.

Lo studio dei fenomeni meteorologici locali ha permesso di valutare l’azione di trascinarsi del vento sulla superficie del lago. Un modello teorico di radiazione solare ha permesso il bilancio energetico lago-atmosfera, quantificando i deficit giornalieri di energia causati dalla formazione di nubi nel pomeriggio.

Geologia e geomorfologia della Valle e del Lago di Tovel

Paolo FERRETTI* & Andrea BORSATO

Museo Tridentino di Scienze Naturali, Via Calepina 14, I-38100 Trento

*E-mail dell'Autore per la corrispondenza: ferretti@mtsn.tn.it

RIASSUNTO - *Geologia e geomorfologia della Valle e del Lago di Tovel* - La Val di Tovel (Dolomiti di Brenta) è incisa entro una successione calcareo-dolomitica di età norico-giurassica potente oltre 2000 m. Le morfologie prevalenti sono legate all'erosione glaciale nel corso del Quaternario e ai fenomeni carsici evidenti soprattutto nella parte alta della valle dove l'idrografia superficiale è del tutto assente. Il Lago di Tovel si trova a 1177 m s.l.m. all'interno della "marocca" di Tovel, costituita da depositi glaciali relativi alla fase di ritiro dell'ultima glaciazione e originatasi in seguito all'accumulo di megaframmenti sopra il ghiacciaio. Questo si evolse successivamente in ghiaccio morto la cui fusione generò un tipico paesaggio a dossi e depressioni (*kettle holes*), la più estesa delle quali ospita il lago. Lo studio dendrocronologico di alcuni tronchi radicati ritrovati a -18 m di profondità rispetto al livello lacustre attuale evidenzia un rapido innalzamento del livello nel 1597 AD (Oetheimer 1989), causato dall'ostruzione per frana del paleoemissario che scorreva tra il Dosso del Lago e il versante occidentale del Monte Alto.

SUMMARY - *Geology and geomorphology of Lake Tovel and its valley* - Tovel Valley (Brenta Dolomites, Trentino) developed within a 2000 m-thick dolomite and limestone Norian-Jurassic succession. The prevailing morphologies are related to the glacial activity during the Quaternary, and to the karst phenomena that are particularly developed in the upper part of the valley where the surface drainage is absent. Lake Tovel lay at 1177 m a.s.l. within the Tovel "marocca", a complex glacial deposit related to the deglaciation stage of the last glacial cycle. The deposit originated from huge landslides above the glacial tongue that successively developed in "dead ice" forming a typical kettle holes landscape, and the lake itself laid within the biggest kettle hole depression. A dendrochronological study of some submerged logs rooted at -18 m below the present-day lake level demonstrated that the lake experienced a rapid level rise in 1597 AD (Oetheimer 1989) triggered by a landslide from the western slope of Monte Alto that completely obstructed the paleo-outlet of the lake.

Parole chiave: Lago di Tovel, Dolomiti di Brenta, frane, carsismo, morfologia glaciale

Key words: Lake Tovel, Brenta Dolomites, landslides, karst, glacial morphology

1. INTRODUZIONE

Il Lago di Tovel è stato oggetto di studi scientifici a partire dagli anni '40. Mentre il fenomeno dell'arrossamento ha concentrato l'attenzione degli studiosi quasi esclusivamente sui fenomeni biologici, ben pochi si sono occupati di descrivere la geologia della Val di Tovel.

Sono di Trevisan (1939) le prime osservazioni di carattere geologico, all'interno dell'opera *Il Gruppo di Brenta (Trentino Occidentale)*, completo compendio di geologia del massiccio montuoso, nel quale l'autore si sofferma sui meccanismi genetici che diedero origine alla Val di Tovel, ai suoi depositi e al lago stesso.

Per trovare altri lavori specifici si deve aspettare la metà degli anni '80, con i contributi a carattere

geologico-geomorfologico di Oetheimer (1986, 1989, 1990), finalizzati all'approfondimento dei fenomeni evolutivi responsabili della formazione del Lago di Tovel.

Infine, il rilevamento geologico eseguito a scala 1:10.000 nell'ambito del progetto CARG-PAT (1992) ha messo a disposizione un'aggiornata carta geologica a scala 1:25.000.

Il presente contributo si propone di fornire una sintesi e una revisione critica dei precedenti lavori in base alle nuove informazioni acquisite nel corso dell'attività di ricerca del progetto SALTO. Il lavoro sul campo, svoltosi nel triennio 2002-2004 e preceduto dallo studio delle foto aeree, si è concentrato principalmente sull'approfondimento degli aspetti geomorfologici dell'alta Val di Tovel e dei dintorni dell'omonimo lago.

2. AREA DI STUDIO

La Val di Tovel, lunga 17 km, attraversa da sud verso nord le propaggini settentrionali delle Dolomiti di Brenta, conflueno nella Val di Non in prossimità di Tuenno.

Il Lago di Tovel è adagiato a quota 1177 m s.l.m. in una conca posta alla confluenza tra la Val Strangola e la parte alta della Val di Tovel, conosciuta come Valle di S. Maria Flavona. Questo tratto di valle, culminante verso S con il Passo della Gaiarda, delimitato a W da Cima Grostè e Pietra Grande e ad E da Cima Val Scura e dal Gruppo della Campa, presenta un andamento circa N-S, mentre il tratto a valle del lago è orientato circa NNE-SSW e racchiuso tra la dorsale Sasso

Rosso-Monte Peller-Montagna di Tassullo a NW e la dorsale Monte Alto-Monte Corno-Monte Sabbionare a SE (Fig. 1).

3. GEOLOGIA DELLA VAL DI TOVEL

3.1. Inquadramento geologico

Situata nella parte settentrionale delle Dolomiti di Brenta, la Val di Tovel possiede un'orientazione inizialmente S-N, quindi SSW-NNE, parallela ai lineamenti strutturali giudicariesi e viene a trovarsi al limite settentrionale delle Alpi Meridionali, entro una potente successione calcareo-dolomitica di età norica nella parte inferiore e giurassico-cretacica in quella superiore (Fig. 2). Dal punto di vista paleogeografico quest'area si trova al margine occidentale dell'alto strutturale della Piattaforma Veneta, caratterizzato da successioni progressivamente più potenti verso W, in considerazione del maggior tasso di subsidenza del settore occidentale affacciato verso il Bacino Lombardo.

La morfologia dell'area risulta fortemente condizionata dal contesto geologico e strutturale: il solco vallivo si imposta infatti in corrispondenza di un complesso sistema di faglie giudicariesi e fratture subverticali a esse associate, cui si sovrappone una stratificazione molto marcata. Questi elementi hanno favorito l'azione erosiva e in particolar modo i processi di esarazione glaciale. Proprio al contesto glaciale e postglaciale è legato il potente complesso di depositi quaternari sui quali è adagiato il lago. Essi occupano una fascia di 9 km nel tratto intermedio della valle e si estendono per circa 7 km² tra quota 780 m e 1840 m (Oetheimer 1989).

3.2. Assetto tettonico

Situata poco distante dal Lineamento Insubrico che le corre a W, la Val di Tovel è attraversata da una serie di faglie orientate circa N-S, che si collegano ai principali lineamenti tettonici del Gruppo di Brenta: la Linea Palete-S. Maria Flavona e la Linea della Val Strangola (Fig. 2), comprese tra altre importanti strutture, la Linea Ballino-Garda a W e la Linea Trento-Cles a E. Si tratta di paleolinee formatesi durante il *rifting* norico-giurassico che, originariamente a componente diretta, vennero riattivate in chiave transpressiva in occasione degli eventi deformativi collegati all'evoluzione postcollisionale neoalpina. Di grande importanza risulta la Linea Trento-Cles, particolarmente attiva tra il Norico e il Lias. Essa, ribassando il settore oggi occupato dal Gruppo di Brenta rispetto a quello dell'attuale Val di Non, produsse notevoli differenze di spessori e facies che verranno di seguito descritte.

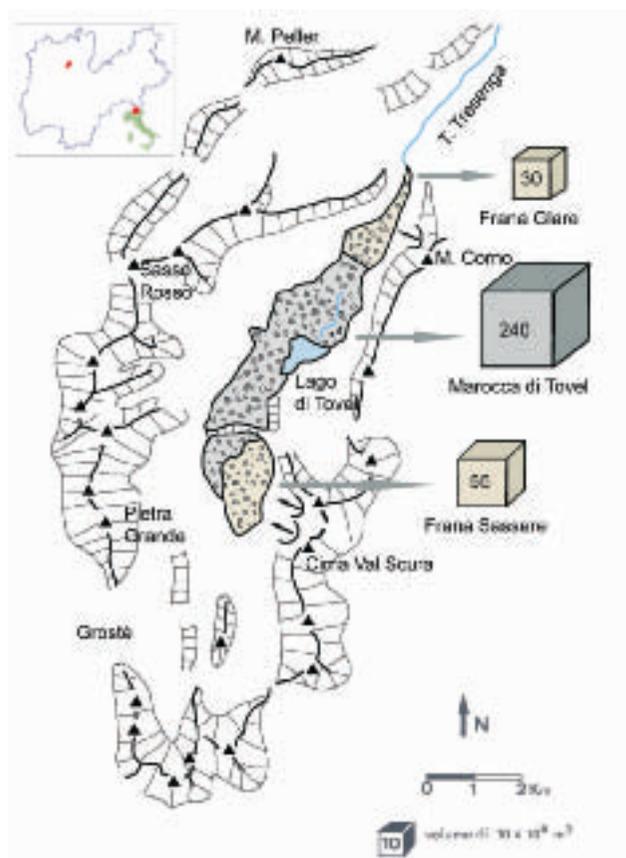


Fig. 1 - Inquadramento geografico della Val di Tovel e distribuzione dei corpi detritici quaternari con le rispettive volumetrie stimare; si può notare come le due importanti frane oloceniche delle Sassere e delle Glare delimitino verso monte e verso valle il più consistente complesso della marocca di Tovel (da Oetheimer 1989, modificato).

Fig. 1 - Geographic sketch of Tovel Valley with the location of the Quaternary landslide debris bodies with their approximate volumes. The two main Holocene landslides (Sassere and Glare bodies) enclose the main "marocca di Tovel" complex (modified from Oetheimer 1989).

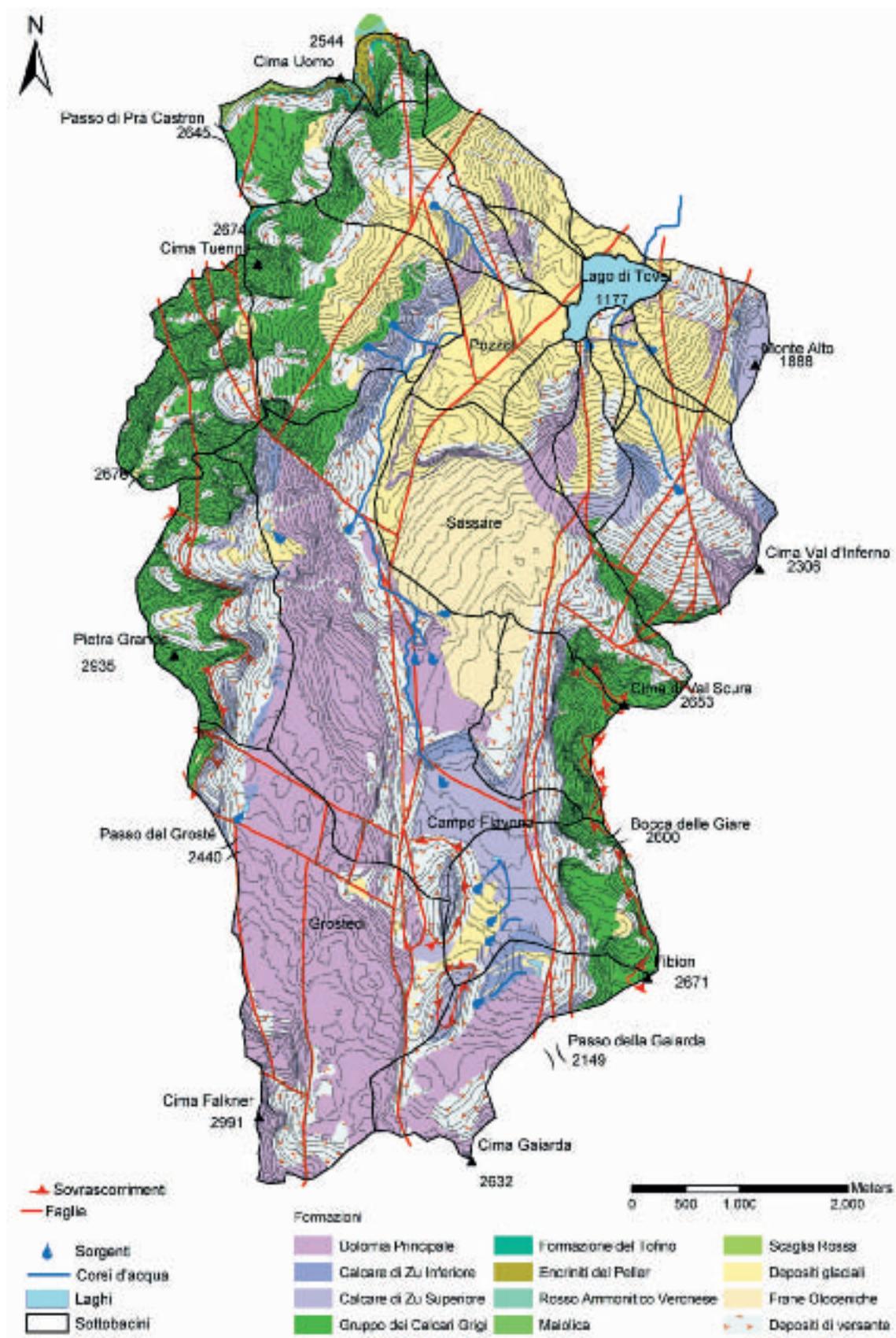


Fig. 2 - Carta geologica del bacino del Lago di Tovel (modificata dai rilevamenti inediti del progetto CARG-PAT '92, per gentile concessione dal data-base del Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento).

Fig. 2 - Geological map of Lake Tovel basin (modified from the unpublished surveys of the CARG-PAT '92 project, kindly provided by Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento).

3.3. Successione stratigrafica

L'incisione della Val di Tovel, compresa tra i 630 m s.l.m. di Tuenno in destra Val di Non e le vette della Pietra Grande e di Cima Grosté che sfiorano quota 3000 m s.l.m., espone una successione stratigrafica rappresentativa della porzione medio-alta dei terreni affioranti nelle Dolomiti di Brenta (Fig. 3). Si tratta di una serie essenzialmente calcareo-dolomitica compresa tra la Dolomia Principale (Norico) e la Scaglia Rossa (Cretaceo superiore). La successione si distingue per una stratigrafia intermedia tra il dominio della Piattaforma Veneta e quello del Bacino Lombardo, con facies bacinali che si spingono all'interno della piattaforma. Verrà di seguito riportata una descrizione delle tre principali formazioni affioranti in Val di Tovel, trascurando la parte superiore della serie costituita da Formazione del Tofino (Toarciano), Encrinite del Peller (Toarciano-Bajociano inf.), Rosso Ammonitico Veronese (Bajociano-Titoniano), Maiolica (Titoniano sup.-Aptiano), Scaglia Variegata (Aptiano-Cenomaniano) e Scaglia Rossa (Coniaciano-Maastrichtiano) che affiorano solo sul versante sinistro nei settori di alta quota della dorsale Sasso Rosso-Monte Peller.

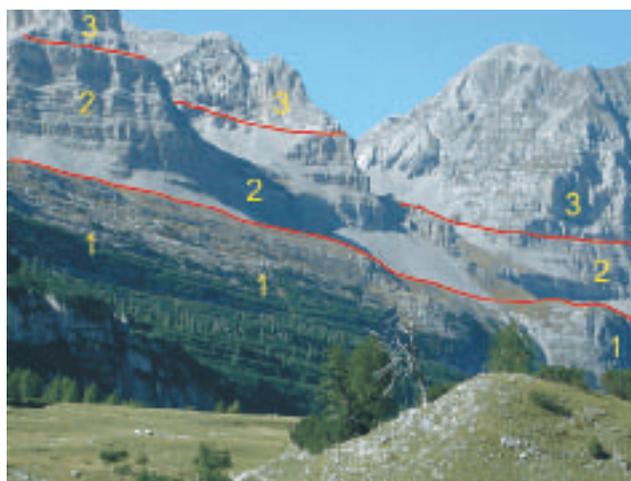


Fig. 3 - Versante occidentale dell'alta Val di Tovel visto da Campo Flavona; l'erosione selettiva permette di riconoscere facilmente le principali formazioni rocciose: la Dolomia Principale (1) a stratificazione massiccia costituisce la parte bassa del versante, il Calcare di Zu (2), caratterizzato da fitta stratificazione, forma la parte bassa delle pareti verticali delimitate dal detrito di falda, mentre i Calcari Grigi (3), di aspetto più massiccio, si spingono fino alle vette.

Fig. 3 - Western flank of the upper Tovel Valley seen from Campo Flavona: the selective erosion allow to recognize the different rock formations: (1) "Dolomia Principale" dolomites with pluri-metrical bedding; (2) well bedded "Calcare di Zu" dolomites and limestones; (3) the massive "Calcari Grigi" limestones that form the upper vertical cliffs.

3.3.1. Dolomia Principale (Carnico sup. - Norico)

Occupava arealmente gran parte della Val di Tovel, della quale costituisce l'intero tratto medio-alto del versante sinistro e il substrato in roccia sul quale poggiano le coperture detritiche quaternarie.

È costituita da dolomie massicce microcristalline derivanti da una sedimentazione ciclica peritidale (Bosellini & Hardie 1985) che presentano uno spessore complessivo di circa 1200 m, anche se localmente si incontrano settori meno subsidenti controllati da faglie sinsedimentarie con spessori di soli 500 m. I primi 200 m sono dati da una monotona successione di cicli peritidali metrici costituiti da una porzione basale a dolomie subtidali microcristalline prive di strutture con Megalodonti e Gasteropodi (*Wortenia escherii*), da un intervallo laminitico a tappeti algali e *fenestrae*, con tempestiti a bioclasti e peloidi, e da una parte superiore del ciclo con livelli laminati interessati dal strutture da disseccamento (*mud cracks*) e intraclasti tempestitici. La parte medio alta della formazione consiste in banchi subtidali metrici di dolomie fossilifere massicce con laminiti intertidali. Gli ultimi 100 m di serie sono costituiti da alternanze di *bindstone* stromatolitici fittamente laminati e dolomicriti scure bituminose fino a metriche. Al tetto si osserva un'unità che presenta una certa variabilità di facies, testimone di una prolungata emersione al tetto della piattaforma carbonatica. Si tratta di breccie a clasti stromatolitici e dolomicritici, paleosuoli rossastri e breccie derivanti dai paleosuoli che si incontrano presso Malga Flavona, dove costituiscono il substrato subaffiorante dell'alpeggio.

3.3.2. Calcare di Zu (Retico)

Questa formazione, oltre che su entrambi i versanti della valle, affiora diffusamente sul pianoro di Campo Flavona, compreso tra il Turrion Alto e Malga Flavona. È suddivisa in due membri, quello inferiore o Membro del Grostè, potente circa 100 m, e quello superiore o Membro di Tremalzo, con spessore di circa 200 m, per un totale di massimo 300 m, che localmente tende a ridursi in corrispondenza di alti strutturali.

Il membro inferiore è costituito dalla sovrapposizione di sequenze cicliche costituite alla base da alternanza di calcari micritici neri, marne e argilliti in strati decimetrici, cui seguono prevalenti tempestiti carbonatiche bioclastiche e nella superiore del ciclo banchi biomicritici grigi talora con coralli. Il limite graduale con il membro superiore segna il passaggio tra una sedimentazione terrigena di rampa carbonatica e il ristabilirsi di una tematica deposizionali di piattaforma carbonatica (Masetti *et al.* 1985; Pasquini & Vercesi 1994). Il membro superiore è costituito da calcari e calcari dolomitici da grigio a grigio scuri, ben stratificati, con intercalazioni marnoso-argillose nere sempre più rare verso l'alto. Si riconoscono cicli peritidali di spessore metrico con micriti subtidali

bioturbate nella parte bassa del ciclo, cui seguono depositi inter-sopratidali a *birds eyes*, piccoli *tepee* e laminazioni stromatolitiche. Talora si incontrano superfici di esposizione, mentre frequenti sono le tempestite e i banchi a grossi Megalodonti.

La deposizione del Calcare di Zu è collegata alla forte attività tettonica a carattere distensivo che si sviluppò già sul finire del Norico originando la Linea Trento Cles, principale lineamento strutturale del tempo, responsabile della netta differenziazione tra il lembo rialzato a E, dove il retico è lacunoso, e il lembo ribassato a W, dove la piattaforma carbonatica norica è annegata in seguito al repentino approfondimento.

3.3.3. Gruppo dei Calcari Grigi (Retico sup.- Pliensbachiano sup.)

Di recente istituzione, il gruppo comprende le seguenti quattro formazioni di piattaforma carbonatica, conosciute in letteratura come membri dei "Calcari Grigi di Noriglio": Formazione di Monte Zugna, Calcare Oolitico di Loppio, Formazione di Rotzo e Oolite di Massone, che costituiscono gran parte delle vette del Gruppo di Brenta settentrionale e affiorano nella parte alta di entrambi i versanti della Val di Tovel. Escluse limitate intercalazioni marnose, prerogativa della Formazione di Rotzo, il Gruppo dei Calcari Grigi è composto essenzialmente da calcari puri, e presenta forti variazioni laterali di spessore, comprese tra 400-500 m presso gli alti strutturali e 700-1000 m nei settori più subsidenti.

La Formazione di Monte Zugna (Retico sup. - Sinemuriano inf.) poggia con limite graduale sul Calcare di Zu (Fig. 3), rispetto al quale presenta una colorazione più chiara, intercalazioni marnose assenti, componente carbonatica più abbondante e strati più spessi. È formata da calcari micritici grigio chiari e subordinati calcari dolomitici in bancate massicce, con giunti poco evidenti e strati spesso saldati a formare bancate massicce. La facies tipica consiste in micriti subtidali con cavità riempite di spatite, Molluschi, Foraminiferi, Alghe Dasycladacee, oncoliti e talvolta spicole di spugna, anche se non è raro osservare livelli tempestatici o intervalli peritidali con stromatoliti e strutture di emersione. Lo spessore varia da 100 m a 500 m.

Il limite col sovrastante Calcare Oolitico di Loppio (Sinemuriano) è netto. Questa formazione è data da *packstone-grainstone* oolitico-bioclastici con cemento spatitico e laminazioni oblique che localmente presentano nette variazioni di facies e spessori (da pochi metri a oltre 250 m). Nelle paleodepressioni le facies calcarenitiche possono alternarsi a *mudstone* e *wackstone* a foraminiferi, radiolari e spicole.

Un limite netto segna il passaggio tra le potenti bancate del Calcare Oolitico di Loppio e i più sottili strati a calcari micritici scuri della Formazione di

Rotzo (Sinemuriano-Pliensbachiano). In Val di Tovel mancano le tipiche facies del Trentino orientale caratterizzate da banchi a *Lithiotis* e frequenti intercalazioni marnose ricchissime di sostanza organica. Ad una parte inferiore a calcari ben stratificati in cicli peritidali segue una porzione intermedia più fittamente stratificata e ricca di sostanza organica che termina nella parte alta della successione con il ritorno a micriti più chiare. Lo spessore massimo della formazione raggiunge i 120 m.

La Formazione dell'Oolite di Massone (Pliensbachiano sup.) chiude il Gruppo dei Calcari Grigi. Presenta un limite inferiore graduale e si compone di un complesso di barre oolitico-bioclastiche costituite da prevalenti calcareniti a ooliti concentriche, alternate a calciruditi bioclastiche con crinoidi ed echinidi, organizzate in corpi sabbiosi (barre o dune). Presenta una geometria lentiforme e spessori massimi di 180 m nei settori più subsidenti.

3.4. Depositi quaternari

Coperture quaternarie, quasi interamente di natura detritica, occupano il fondovalle lungo tutto il tratto intermedio della Val di Tovel. La porzione centrale, attorno al Lago di Tovel, è costituita da depositi di origine glaciale denominati "marocca di Tovel", mentre ai margini settentrionali e meridionali si incontrano corpi di frana di età olocenica (Fig. 1). Lungo entrambi i versanti della valle sono diffuse estese falde detritiche, particolarmente abbondanti alla base delle pareti rocciose più scoscese. Di seguito è riportata la descrizione dei depositi.

3.4.1. Depositi glaciali della "marocca di Tovel" (Tardiglaciale)

Questo complesso si estende per una lunghezza di 5,7 km tra quota 1800 m e 1025 m, con una larghezza massima del deposito di 1,5 km presso lo sbarramento lacustre e minima attorno ai 500 m tra il golfo SW del lago e il versante occidentale; la sua superficie si sviluppa per 4,53 km², con un volume stimato di 200-280 milioni di m³ (Oetheimer 1989) (Fig. 1). I depositi sono caratterizzati da superfici a campi di blocchi e megablocchi ben vegetati (Fig. 4) con diametro medio tra 1 e 5 m, costituiti da litofacies localmente omogenee appartenenti alle formazioni della Dolomia Principale e ad entrambi i membri del Calcare di Zu. Presentano clasti scarsamente arrotondati, da angolosi a subangolosi e una vaga gradazione inversa; superiormente la struttura è *openwork* con incremento verso il basso della matrice sabbioso-ghiaiosa. Scendendo si incontra una facies raramente affiorante costituita da un *diamicton* massivo a supporto di clasti prevalentemente subangolosi e in parte subarrotondati e/o striati con matrice sabbioso-limosa discretamente abbondante.



Fig. 4 - Campi di blocchi e megablocchi molto ben vegetati della “marocca di Tovel” lungo il versante occidentale a monte del Lago di Tovel.

Fig. 4 - Western flank of Tovel Valley, just above Lake Tovel: vegetated boulder fields of the “marocca di Tovel”.

Il profilo trasversale del deposito è concavo, presenta una superficie molto articolata e vede un alternarsi di cordoni poco evidenti, depressioni circolari tipo *kettle holes* e collinette convesso-coniche ascrivibili alla definizione di *toma* fornita da Abele (1974). Sia la descrizione delle facies sia la morfologia della “marocca di Tovel” suggeriscono per questi depositi una genesi mista, legata all’interazione tra meccanismi glaciali e fenomeni gravitativi catastrofici. Oetheimer (1989) ne stima uno spessore massimo tra 110 e 140 m.

3.4.2. Frane recenti (Olocene)

Due grossi corpi di frana chiudono agli estremi settentrionali e meridionali la “marocca di Tovel”, in parte sovrastandola. Si tratta della frana delle Sassere, a valle di Malga Flavona (Fig. 5) e della frana delle Glare, 2 km circa a valle del lago. Secondo le valutazioni di Oetheimer (1989) presentano rispettivamente un volume di 55 e 30 milioni di m³. Entrambe sono costituite da depositi caotici a grossi blocchi di natura esclusivamente locale, con struttura *openwork* o scarsa matrice ghiaioso-sabbiosa e blocchi eterometrici a clasti spigolosi, scarsamente vegetati (Fig. 6). Si differenziano dai depositi glaciali precedentemente descritti per l’assenza di clasti subarrotondati e la componente fine molto scarsa o assente, oltre che per la corrispondenza tra le litologie del corpo di frana e della nicchia di distacco, entrambe costituite da calcari appartenenti al Gruppo dei Calcari Grigi; mancano inoltre morfologie da ghiaccio morto e i corpi mostrano un tipico profilo trasversale convesso. Nel caso della frana delle Glare l’accumulo tende a risalire il versante opposto alla nicchia di distacco. La scarsa



Fig. 5 - Frana olocenica delle Sassere vista da Campo Flavona (sud), a monte dell’omonima malga. L’accumulo, dalla tipica forma convessa, è delimitato verso est dalla falda detritica di Cima di Val Scura. Il grado di colonizzazione vegetale è nettamente inferiore rispetto alla “marocca di Tovel”.

Fig. 5 - The Holocene Sassere landslide debris seen from Campo Flavona (south). The deposit is limited towards the east by the talus slope of Cima di Val Scura. The vegetation cover is much less with respect to the “marocca di Tovel”.

colonizzazione vegetale di questi corpi e la loro posizione sopra i depositi glaciali di età tardiglaciale della “marocca di Tovel” suggeriscono un’età olocenica. La frana delle Glare viene fatta risalire agli anni attorno al 1600 AD. Per il volume di materiale coinvolto (alcuni milioni di m³), queste frane sono considerate



Fig. 6 - Frana delle Glare nella bassa Val di Tovel; queste distese di blocchi eterometrici poco vegetati caratterizzano le frane oloceniche della Val di Tovel.

Fig. 6 - The Glare landslide debris in lower Tovel Valley. This poorly vegetated boulder fields characterized all the Holocene landslide deposits of Tovel Valley.

dei megaframmenti e classificate tra le “valanghe di detrito”, eventi catastrofici caratterizzati dall’improvviso distacco di una grossa porzione di roccia per scivolamento o, nel caso della Val di Tovel, per crollo. A causare queste frane è innanzitutto il forte richiamo esercitato dal vuoto su pareti rocciose di centinaia di metri, quindi l’elevato grado di fratturazione della roccia dovuto alla combinazione tra giunti di strato suborizzontali e discontinuità tettoniche subverticali, e infine, come possibile meccanismo innescante, una serie di eventi sismici.

3.4.3. Depositi di versante (Olocene)

Sono diffusi su entrambi i fianchi della valle e spesso costituiscono delle fasce dotate di una certa continuità laterale che raccordano le pareti rocciose con i corpi di frana o i depositi glaciali che occupano il fondovalle (Fig. 5). Si tratta di depositi costituiti da ghiaie e blocchi a spigoli vivi di provenienza locale, con struttura clasto-sostenuta da parzialmente aperta ad aperta e matrice sabbiosa o ghiaiosa in quantità variabile fino a completamente assente (struttura *openwork*).

Si sviluppano al piede delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione.

Le fasce di depositi sciolti non vegetate oltre che alla gravità sono soggette all’azione dell’acqua. Precipitazioni molto intense sono in grado di rimaneggiare il deposito, innescando meccanismi di colata da *debris flow*.

4. GEOMORFOLOGIA DELLA VAL DI TOVEL

4.1. Aspetti geomorfologici dell’alta Val di Tovel

Tra il tratto intermedio e la parte alta della Val di Tovel, compresa tra Malga Flavona e Passo della Gaiarda, si passa da un complesso di accumuli detritici di età tardiglaciale-olocenica, a un paesaggio di media-alta montagna caratterizzato da ridotta copertura quaternaria e prevalenti morfologie carsiche e glaciali (Fig. 7). Il limite tra questi due settori si trova poco a valle di Malga Flavona. Il ripiano strutturale su cui sorge la malga confina infatti verso N col vasto campo di blocchi e megablocchi della frana olocenica delle Sassere, poco vegetato e con il tipico profilo convesso degli accumuli di frana (Fig. 5). Verso W è delimitato dal Torrente S. Maria Flavona, che sgorga da una sorgente carsica situata circa 500 m a SW della malga e scorre in corrispondenza della Linea Palete-S. Maria Flavona. Verso E, invece, si raccorda con la falda detritica di Cima Val Scura. Presso l’alpeggio di Malga Flavona subaffiorano le superfici di strato al tetto della Dolomia Principale, costituita da paleosuoli rossastri interessati da forme erosive di origine glaciale e inten-



Fig. 7 - Tipico paesaggio di media-alta montagna a prevalenti morfologie carsiche e glaciali che caratterizza la parte alta della Val di Tovel e in particolare il Campo Flavona, qui ripreso dal Passo della Gaiarda.

Fig. 7 - The Campo Flavona field viewed from Passo della Gaiarda (south): typical glacial and karstic morphologies that characterized the upper part of Tovel Valley.

samente carsificati. In particolare, attorno alla malga sono diffusi dei solchi glaciali allungati parallelamente al flusso del ghiacciaio (direzione SSE-NNW) e dossi montonati che conservano evidenti striature orientate come i solchi glaciali (Fig. 8). Sono molto frequenti anche le morfologie carsiche superficiali, principalmente campi solcati e forme di dissoluzione di carso coperto con tipici solchi arrotondati parte dei quali esumati dall’attività antropica.

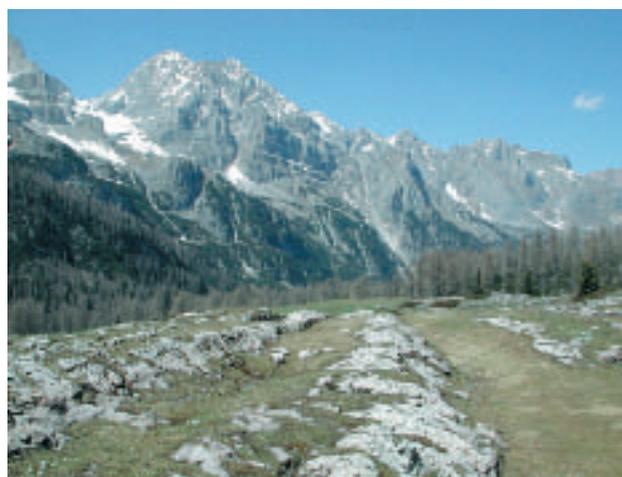


Fig. 8 - Solchi glaciali parzialmente carsificati a direzione S-N presso Malga Flavona.

Fig. 8 - Partially karstified glacial grooves with S-N direction near Malga Flavona.



Fig. 9 - Il ripiano di Campo Flavona visto dalla Bocca delle Giare: verso il basso si osservano una serie di doline asimmetriche e forme erosive glaciocarsiche, mentre verso l'alto, tra lo scoglio roccioso del Turrion Basso e il Passo della Gaiarda, si riconoscono depositi glaciali e morene tardiglaciali del ghiacciaio della Val di Tovel.

Fig. 9 - The Campo Flavona seen from Bocca delle Giare. In the lower part we observe several asymmetrical flat dolines and glacio-karstic erosional features, meanwhile in the upper part we observe late-glacial tills and moraines deposited by the Tovel Valley glacier.

Il raccordo tra i ripiani strutturali di Malga Flavona e Campo Flavona è costituito da una rottura di pendenza dove affiora l'intervallo stratigrafico corrispondente al membro inferiore del Calcare di Zu. Come per l'alpeggio attorno a Malga Flavona, anche l'altopiano di Campo Flavona si presenta fortemente carsificato, ma in questo caso il substrato subaffiorante è costituito dal membro superiore del Calcare di Zu. Si osserva un susseguirsi di doline e in generale di depressioni dai fianchi asimmetrici, risultato dell'azione carsica sulle superfici di strato immergenti a basso angolo verso N (Fig. 9). Nel punto più depresso di questi avvallamenti si trovano solitamente uno o più inghiottitoi. Qui, in seguito alla fusione nivale, convergono una serie di rivoli che originano dei laghetti temporanei.

Sono molto diffuse anche altre morfologie carsiche superficiali. Per esempio, il margine N di Campo Flavona è attraversato da alcune trincee e corridoi carsici orientati coerentemente con la faglia che attraversa il ripiano con direzione ENE-WSW (Fig. 10).

Inoltre, lungo tutto l'altipiano carsico di Campo Flavona, sono frequentissimi i campi solcati (Fig. 11) e, dove le forme di dissoluzione sono state meno intense, si osservano montonature e solchi glaciali.

Altre morfologie glaciali, in questo caso di carattere deposizionali, sono chiaramente riconoscibili nella parte alta di Campo Flavona, sul versante sinistro della valle tra le asperità isolate del Monte Turrion Alto e del Monte Turrion Basso. Tra quota 2100 m e 2245



Fig. 10 - Corridoio carsico che attraversa il margine settentrionale di Campo Flavona seguendo un lineamento tettonico orientato ENE-WSW.

Fig. 10 - Karstic trench along Campo Flavona that follows a ENE-WSW tectonic line.

m si sviluppa un grosso cordone morenico che rappresenta la morena laterale del ghiacciaio che occupava la Val di Tovel (Fig. 9). La corrispondente morena destra si articola nello stesso intervallo altimetrico poco a valle del Passo della Gaiarda, ma è molto meno marcata, in quanto il versante è prevalentemente roccioso e interessato da forme glaciocarsiche. Altri cordoni morenici meno evidenti situati parallelamente al principale qualche metro più in basso potrebbero segnare la fase di ritiro del ghiaccio, come anche le articolate morfologie difficilmente interpretabili sul fondo del-

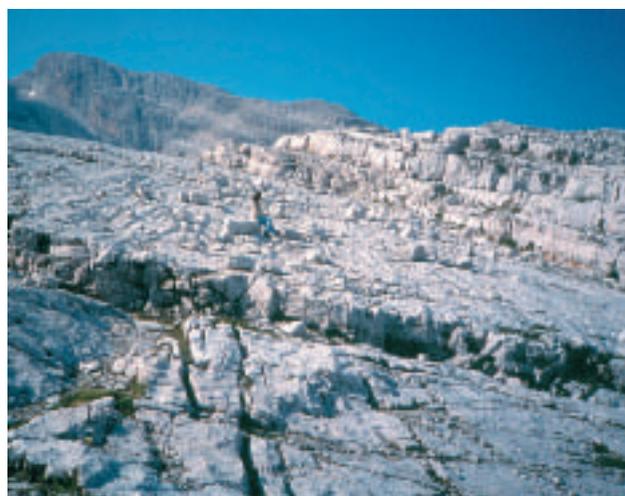


Fig. 11 - Tipico paesaggio glaciocarsico d'alta quota impostato su gradinate strutturali (*schichttreppenkarst*) dell'altipiano dei Grostedi.

*Fig. 11 - Glacio-karstic morphology (*schichttreppenkarst*) of the Grostedi plateau.*

l'anfiteatro del lago alto. L'esposizione a nord avrebbe favorito lo stazionamento anche nel Tardiglaciale di un piccolo circo glaciale successivamente evoluto in accumulo di ghiaccio morto.

Un accenno merita infine l'area del Passo Grostè, il cui versante orientale rientra nel bacino idrografico della Val di Tovel oggetto di indagine. La morfologia dell'area è fortemente condizionata dalle dinamiche glaciali (Trevisan 1939; Nicod 1976). Tutto l'altipiano sommitale dei Grostedi è caratterizzato da un ambiente glaciocarsico con grandi depressioni endo-ricche, doline, corridoi e crepacci carsici. In particolare, tutta l'area tra la Pietra Grande e la Cima del Grostè, tra le quote 2300 m e 2600 m, si distingue per delle superfici strutturali in Dolomia Principale fortemente carsificate e attraversate da fratture beanti subverticali lungo le quali si impostano crepacci carsici e pozzi a neve che rappresentano elementi lineari di assorbimento dell'acqua meteorica (Borsato *et al.* 2000). Queste strutture carsiche lineari rispecchiano il reticolo dell'originario sistema di fratture associate all'intersezione tra due faglie trascorrenti a componente destra e alcuni lineamenti paleotettonici orientati N-S (Fig. 2).

4.2. Interpretazione della "marocca" di Tovel

I depositi conosciuti come "marocche", diffusi sui fondovalle del Trentino centro-occidentale, seppur originatisi in località e momenti differenti, presentano morfologie e strutture comuni, assimilabili allo stesso tipo di eventi catastrofici di grandi dimensioni conosciuti come "megaframmenti", frane con volume dell'ordine di grandezza di milioni di m³. La difficoltà frequentemente riscontrata di riconoscere precise relazioni tra il corpo di frana e la relativa nicchia di distacco ha reso problematica la loro interpretazione e favorito lo sviluppo di numerose ipotesi genetiche elaborate in particolare per i depositi della Valle del Sarca e della Vallagarina, ma anche per quelli del Gruppo di Brenta.

Mortillet (1860) sosteneva l'origine glaciale delle marocche, riconosciute come formazioni moreniche, come anche Paglia (1875) e Omboni (1878), sebbene questi ultimi le ritenessero parzialmente coperte da frane. Stoppani (1878), Damian (1892), Penk & Bruckner (1909), Schwinner (1912), Trener (1924), Fuganti (1969), Chardon (1975), Perna & Sauro (1979) propendevano invece per una tesi catastrofista, considerandole il risultato di valanghe di roccia. Per la messa in posto poligenica, che prevede il franamento di grossi corpi rocciosi su di un ghiacciaio in fase di ritiro e conseguente trasporto molto contenuto, si schierarono invece Taramelli (1881), Sacco (1935, 1940) e Trevisan (1936, 1939). Tuttora, in gran parte dei casi, il problema della genesi non è ancora completamente risolto.

Nel caso specifico della "marocca" del Lago di Tovel numerose sono le ipotesi che la considerano un fenomeno cataclismale senza intervento glaciale (Lepsius 1878; Damian 1892; Schwinner 1912). Il solo Trevisan (1936) propende per un franamento sopraglaciale debolmente rimaneggiato e assegna alla fase di accumulo un'età di 12.000 anni. Già il lavoro di Wiebols (1938) si discosta dalla precedente ipotesi e considera le marocche attorno a Tovel semplicemente come il risultato del locale processo di disgregazione della roccia. Lo specchio lacustre si sarebbe originato per parziale sbarramento dell'asse vallivo in seguito a una frana.

Marchesoni (1959) riprende l'idea della frana, dopo aver registrato la stessa origine per il Lago di Molveno, e dello stesso avviso sono Venzo (1960) e Tomasi (1962).

L'interpretazione della carta geologica 1:100.000 del 1968 è più innovativa, riconoscendo come frana la parte orientale del deposito fino all'emissario e come deposito glaciale tutto il restante. Nonostante la quasi totalità degli autori si trovi concorde sull'origine catastrofista, vanno riscontrate numerose lacune come la mancanza di metodiche analisi sul terreno e l'assenza di osservazioni morfologiche e/o litologiche.

Le più recenti analisi descrittive condotte da Oetheimer (1989) offrono un modello genetico più convincente collegato a frane glaciali multiple (*éboulements glaciaires multiples*), che si basa sulle seguenti indicazioni stratigrafiche, litologiche e morfologiche.

1. *Diversità litologica dei componenti.* È già questo un elemento di primaria importanza che autorizza una distinzione tra morene e frane (Heim 1932; Abele 1972). Va aggiunto che lo sbarramento lacustre è costituito dalle principali litofacies; la parte alta della marocca è data poi dal mescolamento di blocchi del Norico e del Retico superiore, mentre la parte bassa è ripartita in zone omogenee assimilabili a un franamento. Il Norico e il Retico superiore sono inoltre rappresentati in proporzione alle rispettive pareti affioranti nel bacino a monte.
2. *Provenienza dei clasti.* Le tre formazioni rocciose riconosciute nei depositi potrebbero suggerire, in base alla localizzazione dei loro affioramenti, la zona di provenienza potenziale del materiale. Nel caso di un fenomeno gravitativo senza rimaneggiamenti, il corpo di frana si trova in corrispondenza della nicchia di distacco. Nel nostro caso, invece, non si può ravvisare la stessa relazione. Va quindi considerato un apporto di materiale da monte (Schwinner 1912), probabilmente polifasico.
3. *Presenza di affioramenti sparsi di depositi glaciali.* La presenza in superficie di ciottoli levigati associati a un'abbondante matrice fine

costituiscono la prova più attendibile a favore del rimaneggiamento glaciale. Si possono osservare blocchi della medesima facies inseriti entro un *diamicton* di origine glaciale; particolarmente interessanti sono i casi in cui questi depositi ricoprono la parte superiore di megablocchi.

In sintesi, dalle considerazioni di Oetheimer emerge che il rimaneggiamento glaciale è responsabile della complessa morfologia del deposito e permette di escludere l'ipotesi generalmente ammessa di una frana recente. La natura cataclismale della copertura a grandi massi testimonia, tuttavia, un'alimentazione per mezzo di valanghe rocciose. La loro sovrapposizione a depositi di tipo glaciale indica inoltre che la fase di rimaneggiamento è intervenuta simultaneamente ai franamenti.

4.2.1. Datazione del deposito

Oetheimer (1989) ha proposto una datazione del deposito in base a considerazioni climatiche all'inizio del Dryas antico, durante l'intervallo Steinach-Buhl (14.000-17.000 BP), ma al momento non vi sono elementi tali da poter confermare o datare con maggior precisione l'evento.

Sempre Oetheimer (1990) ha riconosciuto sulla base di aree litologicamente omogenee un numero variabile tra 4 e 6 franamenti, senza però poterne determinare il reciproco rapporto cronologico. Per contro, un'analisi morfologica così approfondita ha consentito da un lato di escludere le ipotesi di un *rock glacier* e di un modellamento da parte di un ghiacciaio posteriore alle frane, dall'altro di suggerire una combinazione degli agenti implicati, tra i quali dapprima è intervenuto un ghiacciaio, poi localmente un ghiacciaio stagnante. Come affermato da Abele (1974) questi ghiacci morti hanno giocato un ruolo fondamentale nella formazione della topografia cataclismale, costituendo le superfici ricettive per i detriti in caduta, poi inglobati da un ghiacciaio in fase cataglaciale.

Il riconoscimento di strutture quali depressioni circolari, cordoni lineari e forme come la collina convessa del Dosso del Lago e altre collinette convesso-coniche più piccole, corrispondenti alla definizione descrittiva dei *toma* per Abele (1974), è importante, in quanto simili strutture sono frequenti in seno a morfologie di ghiacciai stagnanti (Fig. 12).

Sempre secondo Oetheimer (1990) il deposito si può quindi definire con la formula di "complesso di frane morenizzate" già proposta da Trevisan (1936, 1939), che presuppone un certo grado di rimaneggiamento glaciale, insufficiente però per conferire l'impronta caratteristica del ghiacciaio. Quest'ultimo, al contrario, dimostra ridotte potenzialità morfogenetiche e brevi distanze del trasporto.

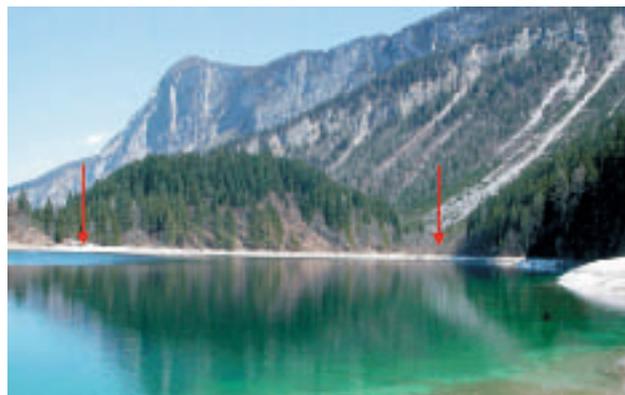


Fig. 12 - Il Dosso del Lago, dalla forma convesso-conica tipica dei *toma*, costituisce la porzione orientale dello sbarramento lacustre; le frecce evidenziano la posizione dell'emissario, a sinistra del dosso, e quella del paleoemissario, tra il dosso stesso e il versante del Monte Alto.

Fig. 12 - The cone-shape Dosso del Lago hill that forms the eastern part of Lake Tovel dam. Arrows indicate the present-day outlet, towards the left, and the paleo-outlet, between Dosso del Lago hill and the talus slope of Mount Alto.

4.3. La conca lacustre

Secondo i rilevamenti morfometrici di Baldi (1941) il Lago di Tovel presenta una superficie di 382.450 m², un perimetro di 3480 m, profondità massima di 38,5 m e un volume di 7.367.610 m³ (Fig. 13). Adagiato nel mezzo della "marocca" di Tovel, è bordato verso la sponda orientale da uno sperone roccioso di Dolomia Principale. Verso N è sbarrato da una soglia interamente costituita da depositi clastici di origine glaciale, incisa da un emissario sfioratore, il Torrente Tresenga. La sponda orientale riceve il contributo del Rio Rislà proveniente dalla Val Strangola, mentre gran parte dell'alimentazione proviene dall'importante acquifero poroso alimentato dal Torrente S. Maria Flavona situato presso la sponda sud-occidentale. La conca lacustre consiste in un bacino principale più profondo, dalla tipica forma di catino a fondo piatto, solo parzialmente modificata dal delta lacustre del Rio Rislà, e in un bacino secondario più piccolo localizzato nel golfo SW o Baia Rossa, che raggiunge profondità massima di 5 m (Corradini *et al.* 2001). Un rilievo sommerso nel golfo NE separa un altro piccolo sottobacino con profondità massima 22 m. Il bacino principale molto probabilmente rappresenta la più importante tra le numerose conche di fusione da ghiaccio morto (*kettle holes*) che assieme ai rilievi conici (*toma*) contraddistinguono la morfologia della marocca di Tovel (Figg. 12-13). Tra le altre conche, più piccole e non occupate dall'acqua, ricordiamo quelle della Pozzol di Tuenno e di Costa Lucanica. L'insieme di questi elementi certifica che

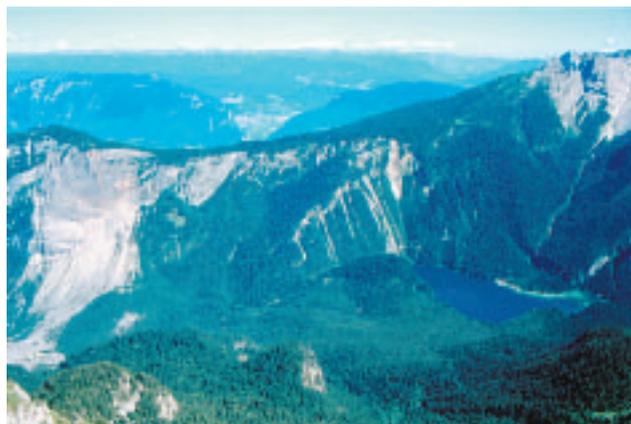


Fig. 13 - Vista da Cima Uomo del Lago di Tovel, inserito nella "marocca" di Tovel. Questi depositi fortemente vegetati occupano per intero il fondovalle, mostrando una superficie topografica irregolare. Sulla destra si riconosce la Val Strangola solcata dal Torrente Rislà, culminante nel conoide lacustre; al centro e sulla sinistra sono visibili le pareti del Monte Alto e del Monte Corno interessate da fenomeni gravitativi.

Fig. 13 - Lake Tovel within the "marocca di Tovel" complex seen from Cima Uomo. On the right-hand side we can observe the Val Strangola cutted by the Rislà stream that create the lacustrine debris-flow fan, whereas on the centre-left we can note the cliffs of Mount Alto and Mount Corno with their talus slopes.

la conca del Lago di Tovel si è originata durante il Tardiglaciale in un contesto di deglaciazione. Le considerevoli dimensioni della conca di fusione di ghiaccio morto del Lago di Tovel possono essere imputate alla sua posizione laterale rispetto alla confluenza delle lingue glaciali della Val Strangola e della Val di Tovel (Oetheimer 1990). Qui un eccesso di carico detritico potrebbe aver ritardato la fusione del ghiaccio, grazie all'effetto protettivo della copertura, producendo un frazionamento della lingua glaciale e la persistenza di un materasso di ghiaccio morto in posizione adiacente alla falesia che domina il lago verso E (Oetheimer 1986).

Le condizioni topoclimatiche attuali molto rigide, naturalmente accentuate durante il Tardiglaciale, hanno contribuito a preservare questo ghiaccio relitto e, combinate con una copertura detritica che funziona come isolante termico, hanno protratto l'impatto geomorfologico del ghiaccio per un lungo periodo. La genesi della conca lacustre, che in generale corrisponde con quella della "marocca" di Tovel, si può pertanto riassumere in tre fasi: l'iniziale contributo di corpi di frana collegato a fasi di trasporto glaciale limitato, la fusione dei corpi di ghiaccio morto e il risultato finale con dossi e collinette alternati a conche e depressioni. I dossi si svilupparono dove prevalevano gli accumuli

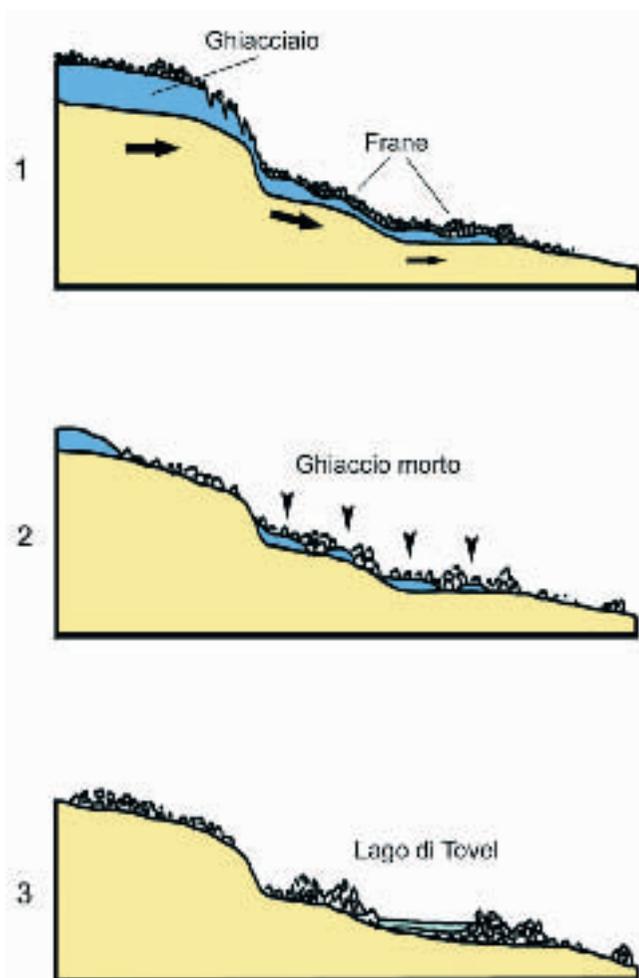


Fig. 14 - Schema evolutivo della formazione della marocca di Tovel: 1) consistenti accumuli di frana si depositano sopra un ghiacciaio prossimo al ritiro; 2) grazie all'azione isolante della copertura detritica si preservano dei corpi di ghiaccio morto; 3) nei punti dove maggiore era la massa di ghiaccio morto preservata, in seguito alla fusione completa si sviluppano delle depressioni, la più grande delle quali è occupata dal Lago di Tovel.

Fig. 14 - Evolution of the "marocca di Tovel" formation: 1) rockslides deposited over the Tovel glacier during its last phase of advance; 2) the debris cover isolates lenses of dead-ice; 3) following the complete ice melting several depression formed, the biggest of which is the Lake Tovel depression.

di frana, le depressioni invece dove maggiore era lo spessore del ghiaccio morto e di conseguenza anche la perdita di volume legata al lento processo di fusione (Fig. 14).

4.3.1. La foresta sommersa del Lago di Tovel

Sul fondo di alcuni laghi trentini è documentato un certo numero di foreste relitte che annoverano dei tronchi radicati più o meno ben conservati (Tomasi

1980; Biondi *et al.* 1981). Tra questi anche il Lago di Tovel, con una dozzina di individui a tutt'oggi inventariati (Oetheimer 1990). Nel Lago di Tovel si distinguono due tipi di tronchi: quelli coricati e quelli radicati *in situ*. I primi, ben visibili nel golfo SW, si incontrano su tutti i fondali nella fascia compresa tra 0 e 15-20 m di profondità. Nei primi 5 m se ne contano una sessantina, di taglia molto diversa, talvolta conservanti il ceppo. Oggetto di quattro datazioni dendrocronologiche, la loro morte è stata fissata tra la fine del XVI e l'inizio del XVII sec. (Corona 1973). I secondi sono stati localizzati dapprima sui fondali orientali tra 8 e 14 m di profondità, dove tre individui hanno fornito datazioni radiometriche che li farebbero risalire ai secc. XII-XV (Biondi *et al.* 1981), quindi sul contrafforte NE dello sbarramento, tra -16 e -18 m, dove si trova circa una decina di tronchi. Le analisi dendrocronologiche effettuate su uno di questi ultimi tronchi sono riportate nel lavoro di Oetheimer (1990). La carota è stata prelevata da un tronco che presenta radici a circa 18 m di profondità, sul fianco del rilievo che separa la conca principale dal bacino di NE. Si tratta di un abete bianco (*Abies alba* Mill.) in posizione eretta di 100 cm di diametro basale e 8 m di altezza conservata; l'aspetto della cima indica che è stato sicuramente tagliato dalla mano dell'uomo. La carota, lunga 30 cm, non raggiunge il centro assiale dell'albero e nonostante ciò contiene 258 anelli. L'albero, essendo così longevo, poteva superare un'altezza di 40 m e quindi emergere dall'acqua senza difficoltà. Il risultato dell'analisi indica come data della sua morte il 1597 AD. Gli ultimi anni della curva dendrocronologica non evidenziano una diminuzione della crescita, quindi l'albero è morto bruscamente, probabilmente tra la fine della stagione vegetativa dell'anno 1597 e la fase di quiescenza che gli è succeduta, come confermato dalla presenza di legno tardivo ben sviluppato nell'ultimo anello annuale.

4.3.2. Evoluzione idrologica del lago

La combinazione degli elementi riportati nel precedente paragrafo ha permesso una prima ricostruzione dell'evoluzione paleoidrologica recente del Lago di Tovel.

Se l'età della depressione lacustre precedentemente ricostruita ci riporta alla fine della glaciazione würmiana, la scoperta e successiva datazione di tronchi radicati sul ripiano che separa la conca principale dal bacino di NE evidenzia che questo settore, prima del 1597 AD, si trovava sopra il livello dell'originario specchio lacustre. Situati tra 16 e 18 m di profondità, questi reperti lignei permettono, allo stato attuale delle ricerche, di fissare a circa -19/-20 m dall'attuale soglia di sfioro il livello massimo del precedente lago, che era pertanto molto più piccolo dell'attuale, di forma

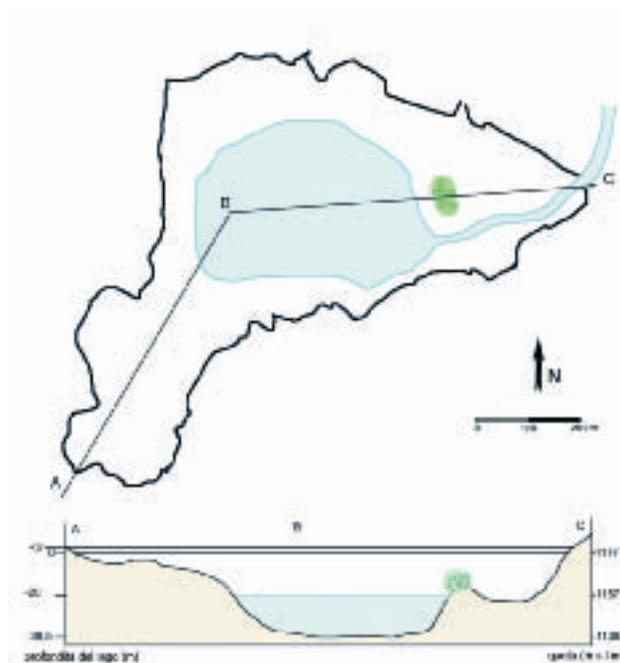


Fig. 15 - Pianta e sezione dell'originario Lago di Tovel pre-1597 AD. Si può notare che il paleoemissario scorreva attraverso la vallecola attualmente colmata di detriti tra il versante e il Dosso del Lago. In verde è evidenziato il lembo di foresta sommersa sul contrafforte della Baia di NE.

Fig. 15 - Cross-section and plan view of Lake Tovel before 1597 AD. The paleo-outlet was running through the narrow valley eastward from Dosso del Lago, that at present is completely filled by slope deposits. The green spot highlight the submerged forest in the NE bay.

semicircolare, profondo non più di 20 m e molto più incassato rispetto alla condizione odierna (Corradini *et al.* 2001) (Fig. 15). Il lembo più importante della foresta relitta, lontano dagli stress meccanici (frane e valanghe) provenienti dal versante del Dosso Alto, testimonia la presenza di una folta abetaia che si collegava a quella del Dosso del Lago. Questa foresta non può datare l'età dello sbarramento e della conca lacustre ma soltanto il riempimento dello strato d'acqua che essa occupa (Oetheimer 1985), confermando la supposizione di un innalzamento del livello limnometrico fatta da Andreotti Giovannini (1984).

Pur rimanendo misterioso il meccanismo responsabile dell'innalzamento del livello limnometrico, tutti gli elementi, tra cui l'eccellente stato di conservazione dei tronchi e la presenza di legno tardivo ben sviluppato nell'ultimo anello annuale, concordano nel far ritenere rapido e definitivo il fenomeno che ha portato all'asfissia della foresta. Considerato che il periodo vegetativo, tarato sulla temperatura media di Tovel, è compreso tra maggio e settembre, la morte della pianta si può fissare, come prima approssimazione, tra i mesi di luglio 1597 e giugno 1598. È tuttavia escluso



Fig. 16 - *Lapies* lacustri frequenti sui blocchi calcarei della sponda settentrionale e orientale del Lago di Tovel fino a 3 metri sopra il livello di sfioro attuale.

Fig. 16 - *Lake lapies on the limestone boulders along the northern and eastern shores of Lake Tovel developed until 3 meters above the present-day lake's threshold level.*

che l'innalzamento del livello lacustre sia intervenuto durante l'inverno, periodo dell'anno caratterizzato da ritenzione nivale delle precipitazioni nel bacino imbrifero. Più precisamente, l'innalzamento sarebbe avvenuto tra settembre e novembre del 1597 o tra aprile e maggio del 1598 (Oetheimer 1990), modificando profondamente le caratteristiche limnologiche e sommergendo rapidamente 23 ettari di biocenosi forestale. La profondità e la superficie del lago vennero più che raddoppiate, mentre il suo volume passò da 2,1 a 8,5 milioni di m³.

I *lapies* lacustri, molto diffusi sulle sponde del lago tra 0 e 3 metri sopra la linea di riva entro i blocchi calcarei del Retico superiore (Fig. 16), indicano con relativa precisione che l'aumento del livello limnometrico post 1597 portò a raggiungere la quota massima di 1180 m, contro l'attuale di 1177 m (Fig. 17). La sopraelevazione di circa 3 m del delta del Rio Rislà ne è un'ulteriore conferma. L'attivazione dell'attuale emissario superficiale avrebbe in seguito inciso progressivamente la soglia portando il livello lacustre alla quota attuale. In questo lasso di tempo i blocchi calcarei del Retico superiore, trovandosi nei primi metri della colonna d'acqua, sarebbero stati intaccati da fenomeni di fitocarsismo con conseguente sviluppo dei *lapies*.

Durante gli oltre quattro secoli di esistenza della nuova superficie lacustre, il consistente abbassamento limnometrico invernale, fino a oltre 7 m in annate eccezionalmente secche (Corradini *et al.* 2001), non sarebbe mai sceso al di sotto di -10/-11 m rispetto alla soglia di sfioro attuale. La presenza della scorza su tutta la lunghezza del tronco descritto in precedenza, quindi nell'intervallo tra -10 e -17 m, esclude

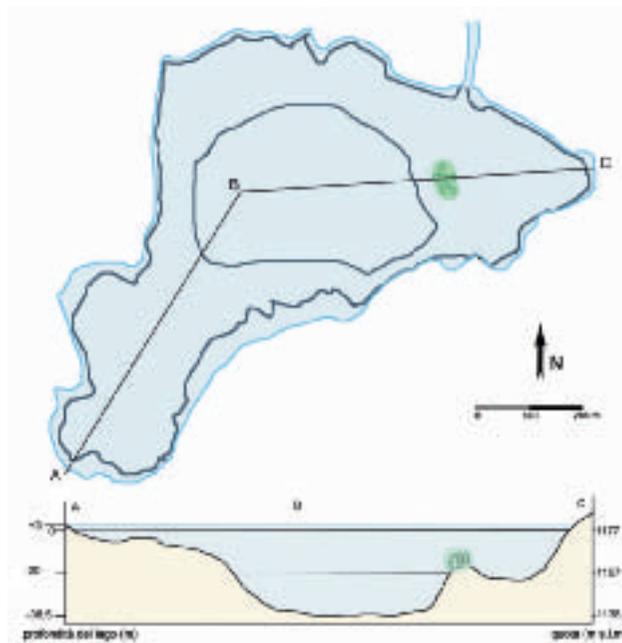


Fig. 17 - Pianta e sezione del lago post-1597 AD. Rispetto alla situazione attuale, il lago risultava leggermente più esteso. In questa fase si formò l'attuale emissario a ovest del Dosso del Lago e in seguito alla progressiva incisione della soglia il livello scese di 3 m fino a raggiungere il livello e l'estensione attuali.

Fig. 17 - *Cross-section and plan view of Lake Tovel soon after 1597 AD. The lake surface was bigger than that of present-day. During this phase the outlet shifted westward from Dosso del Lago and progressively cutted the lake threshold until the lake surface was lowered by 3 meters at the present-day level.*

simili abbassamenti. Il gelo invernale ne avrebbe in caso contrario danneggiato e/o asportato la corteccia (Oetheimer 1990).

5. CONCLUSIONI

Stabilito che il Lago di Tovel ha subito un rapido innalzamento di livello datato 1597-1598 AD, rimane da comprendere la causa di questa radicale modificazione.

Oetheimer (1989) esclude a priori che una simile "catastrofe idrologica" possa ricollegarsi a una frana responsabile dell'ostruzione del paleoemissario situato a ridosso del versante orientale. Mancano infatti le evidenze geomorfologiche per suffragare questa ipotesi. L'autore ritiene invece molto più probabile che il sistema di deflusso sotterraneo dell'antico lago per perdite multiple – paragonabile a quello dei laghi di Tenno, Molveno o Carezza – si sarebbe otturato in seguito a un periodo intensamente piovoso, che avrebbe indotto massicci apporti di sedimenti nel

lago e conseguentemente una parziale impermeabilizzazione e un ridotto deflusso sotterraneo; oppure, ipotesi che riteniamo ancor meno credibile, a causa della compattazione dei sedimenti in seguito a un violento evento sismico.

Allo stato attuale delle conoscenze queste supposizioni risultano poco convincenti. Un recente lavoro di Kulbe *et al.* (2005), basato su rilievi sismici, analisi sedimentologiche, mineralogiche, geochimiche e datazioni dei sedimenti lacustri, dimostra che la storia sedimentologica e limnologia del Lago di Tovel è stata significativamente influenzata dalle dinamiche di versante e in particolare da una frana avvenuta nel 1597 AD. Riprende così vigore l'ipotesi inizialmente scartata da Oetheimer (1989) dell'ostruzione per frana del paleoemissario del Lago di Tovel. Si presume che l'originario corso d'acqua scorresse tra il Dosso del Lago e il versante occidentale del Monte Alto, dal quale sarebbero avvenuti i distacchi. Il corpo di frana non si è conservato perché la falda detritica tuttora attiva lungo il versante l'avrebbe successivamente suturato, obliterandone completamente la morfologia (Fig. 12). L'unica traccia del paleoemissario è la vallecchia tra il Dosso del Lago e il versante, ora occupata dalla falda detritica e un tempo molto più profonda, che nella carta geomorfologica dettagliata dei dintorni del Lago di Tovel di Oetheimer (1990) è segnalata come "vallone secco".

Altri elementi sembrano avallare l'ipotesi del paleoemissario ostruito. Si è osservato che le perdite sotterranee del lago attraverso la soglia in materiale poroso sono regolari nel corso dell'anno, chiarendo che manca un forte gradiente di permeabilità della soglia (Borsato & Ferretti 2006). Ciò suggerisce l'esistenza di un livello più permeabile in profondità, che assicura perdite costanti indipendentemente dal carico idrostatico determinato dal differente livello del lago (Ferretti & Borsato 2004). Un'ultima annotazione interessante, emersa durante i rilievi geomorfologici di campagna, riguarda le estremità dell'attuale valletta un tempo sede del paleoemissario. Quella meridionale corrisponde al golfo di NE del lago, interessato da continue bollosità e formazione di mulinelli conosciuti localmente come *lorei* (imbuti); quella settentrionale converge verso l'attuale emissario, sulla cui sponda destra si trova una sorgente perenne caratterizzata da valori di temperatura e conducibilità elettrica più vicini a quelli del Lago di Tovel che alle altre sorgenti presenti in zona. Questi due indizi suggerirebbero un collegamento tra le acque del lago e la sorgente attraverso una via di deflusso preferenziale costituita dal tratto di paleoemissario attualmente colmato da depositi di frana e di versante.

Si auspica che una futura campagna di indagini geognostiche e in particolar modo la realizzazione di un profilo sismico nel tratto tra il Dosso del Lago e il versante orientale possano una volta per tutte chiarire i

meccanismi che oltre 400 anni fa hanno drasticamente modificato l'originario specchio d'acqua trasformandolo nel Lago di Tovel che oggi conosciamo.

RINGRAZIAMENTI

Il presente studio fa parte della ricerca SALTO (Studio sul mancato Arrossamento del Lago di TOvel) finanziata dalla Provincia Autonoma di Trento. Si ringraziano il Servizio Geologico della PAT per aver gentilmente autorizzato la pubblicazione di stralci della cartografia geologica inedita progetto CARGPAT 1992, foglio Malé, e Michele Zandonati (Museo Tridentino di Scienze Naturali) per la realizzazione della figura 2.

BIBLIOGRAFIA

- Abele G., 1972 - Kinematik und Morphologie spät- und postglazialer Bergstürze. *Zeitschr. F. Geomorph.*, 14, Suppl. Bd: 138-149.
- Abele G., 1974 - Bergstürze in den Alpen. *Wissenschaftl. Alpenvereinshefte*, 25: 230 pp.
- Andreotti Giovannini G., 1984 - *Tovel*. Casa Editrice Publilux, Trento: 127 pp.
- Baldi E., 1941 - Ricerche idrobiologiche sul Lago di Tovel. *Mem. Museo St. Nat. Venezia Trid.*, 9 (6): 1-300.
- Biondi E., Pedrotti F. & Tomasi G., 1981 - Relitti di antiche foreste sul fondo di alcuni laghi del Trentino. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 58: 93-117.
- Borsato A. & Ferretti P., 2006 - Monitoraggio idrometrico del Lago di Tovel e del suo bacino. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol.*, 81 (2004), Suppl. 2: xx-xx.
- Borsato A., Frisia S., Corradini F., Longinelli A., Artioli G., Casagrande S., Dell'Eva I., Santuliana E., Gialanella S., Selmo E., Angeli P., Lutterotti L., Lauro C. & Avanzini M., 2000 - *Acquiferi carsici in Trentino: caratteristiche chimico-fisiche, vulnerabilità e inquinamento*. Rapporto Interno Provincia Autonoma di Trento: 270 pp.
- Bosellini A. & Hardie L.A., 1985 - Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete. *Mem. Soc. Geol. It.*, 30: 245-266.
- Chardon M., 1975 - *Les Préalpes lombardes et leurs bordures*. Thèse. Atelier de reproduction des thèses, Lille: 654 pp.
- Corona E., 1973 - I tronchi sommersi nel lago di Tovel. *Esper. ric.*, 4: 333-343.
- Corradini F., Flaim G. & Pinamonti V., 2001 - Five years of limnological observations on lake Tovel (1995-1999): some considerations and comparisons with past data. Congresso Nazionale AIOL. Garda (Vr), Italy, 25-28 September 2000.
- Castellarin A., 1972 - Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "piattaforma veneta" e "bacino lombardo", a Nord di Riva del Garda. *Giorn. Geol.*, 38/1 (1970), (2): 11-212.

- Damian J., 1892 - Seestudien I. – Seen in der Umgebung von Trient. Westlich der Etsch. *Mitt. k.k. Geogr. Gesell.*, 35 (9-10): 471-539, Wien.
- Ferretti P. & Borsato A., 2004 - Monitoraggio idrologico del bacino e del Lago di Tovel (Trentino occ.). 29° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. Trento, 7-10 settembre 2004. Editoriale Bios, Cosenza, vol., 2: 99-106.
- Fuganti A., 1969 - Studio geologico di sei grandi frane di roccia nella regione Trentino Alto Adige (Marco, Molveno, Prà del Finonchio, Magrè, Sasso Englar, Rasciesa). *Mem. Mus. Tr. Sci. Nat.*, 17 (2): 5-69.
- Heim A., 1932 - *Bergsturz und Menschenleben*. Zürich: 218 pp.
- Kulbe T., Anselmetti F., Cantonati M. & Sturm M., 2005 - Environmental history of Lago di Tovel, Trento, Italy, revealed by sediment cores and 3.5 kHz seismic mapping. *J. Paleolim.*, 34: 325-337.
- Lepsius R., 1878 - *Das westliche Südtirol geologisch dargestellt*. Akademie der Wissenschaften, Berlin: 375 pp.
- Marchesoni V., 1959 - La val di Tovel e il "Lago Rosso". *Natura Alpina*, 10 (2): 3-36.
- Masetti D., Neri C., Stefani M. & Zanella R., 1985 - Cicli e tempestiti nel "Retico" delle Dolomiti di Brenta. *Mem. Soc. Geol. It.*, 30: 267-283.
- Mortillet G. de, 1860 - Carte des anciens glaciers du versant méridional des Alpes. *Atti Soc. Sc. Nat.*, 3: 459-466.
- Nicod J., 1976 - Les Dolomites de la Brenta (Italie), Karst hautalpin typique et le problème des cuvettes glacio-karstiques. *Zeitschr. f. Geomorph.*, 26, Suppl. Bd.: 35-57.
- Oetheimer C., 1985 - *Etude geomorphologique de la Vallee de Tovel: contribution à l'étude du probleme de l'origine des marocche*. Tesi di laurea, Universite de Caen, UER des sciences de la terre et de l'aménagement du territoire, a. acc. 1984-85.
- Oetheimer C., 1986 - *Etude geomorphologique des Marocche du massif de la Brenta (Trentin occidental)*. Tesi di dottorato, Universite de Caen, Diplome d'études approfondies, milieu naturel, octobre 1986.
- Oetheimer C., 1989 - Etude geomorphologique des eboulements remainies de la Vallee de Tovel: contribution à la connaissance des marocche du Trentin (Italie). *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 65 (1988): 3-47.
- Oetheimer C., 1990 - La foresta sommersa del Lago di Tovel (Trentino): reinterpretazione e datazione dendrocronologica. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 67 (1990): 3-23.
- Omboni G., 1878 - Le Marocche del Sarca, antiche morene mascherate da frane. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, 20 (2): 1-16.
- Paglia E.I., 1875 - I terreni glaciali nelle Valli Alpine confluenti ed adiacenti al bacino del Lago di Garda. *Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti*, s. V, 1.
- Pasquini P. & Vercesi P.L., 1994 - Il Retico del M. Spinale e della Pietra Grande (Madonna di Campiglio). Caratteri stratigrafico-sedimentologici e considerazioni paleogeografiche. *Natura Bresciana, Ann. Mus. civico Sci. Nat.*, 29: 5-20.
- Penck A. & Brückner E., 1909 - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig, 1-3: 1199 pp.
- Perna G. & Sauro U., 1979 - Aspects de la dénudation karstique des "marocche". *Actes Symp. Int. Erosion karstique*. (Aix en Provence): 97-103.
- Sacco F., 1935 - Il glacialismo atesino. *L'universo*, 16 (9): 735-751; (10): 885-862; (11): 939-955.
- Sacco F., 1940 - Le marocche del Veneto. *L'universo*, 21 (11): 750-782.
- Schwinner R., 1912 - Der M.te Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen. Inauguraldissertation Univ. Zürich. *Mitt. Geol. Gesell.*, 5: 128-197
- Stoppani A., 1878 - Carattere marino dei grandi anfiteatri morenici dell'alta Italia. In: *Geologia d'Italia*, Vallardi Ed., Milano: 78 pp.
- Taramelli T., 1881 - Di alcuni scoscendimenti postglaciali sulle Alpi Meridionali. *Rend. R. Ist. Lomb.*, 7 (14): 74-81.
- Tomasi G., 1962 - Origine, distribuzione, catasto e bibliografia dei laghi del Trentino. *Studi Trent. Sci. Nat.*, 39 (1-2): 1-355.
- Trener G.B., 1924 - Geologia delle Marocche. *Scritti Geogr. e Geol.*, 25-33.
- Trevisan L., 1936 - Le formazioni glaciali del Gruppo di Brenta (Trentino occidentale). *Boll. Com. Glaciol. Ital.*, serie I, 16: 117-142.
- Trevisan L., 1939 - *Il Gruppo del Brenta (Trentino occidentale)*. Magistrato alle acque, Ufficio idrografico, Roma, 146: 1-128.
- Venzo G.A., 1960 - Fenomeni franosi nel Trentino. In: *Mem. Mus. Tr. Sci. Nat.*, A. 23-24 (1960-61), Vol. 13, fasc. 2: 79-82.
- Wiebols J., 1938 - Geologie der Brentagruppe. *Jahrb. Geol. B. Anst.*, 88 (3-4): 261-350.