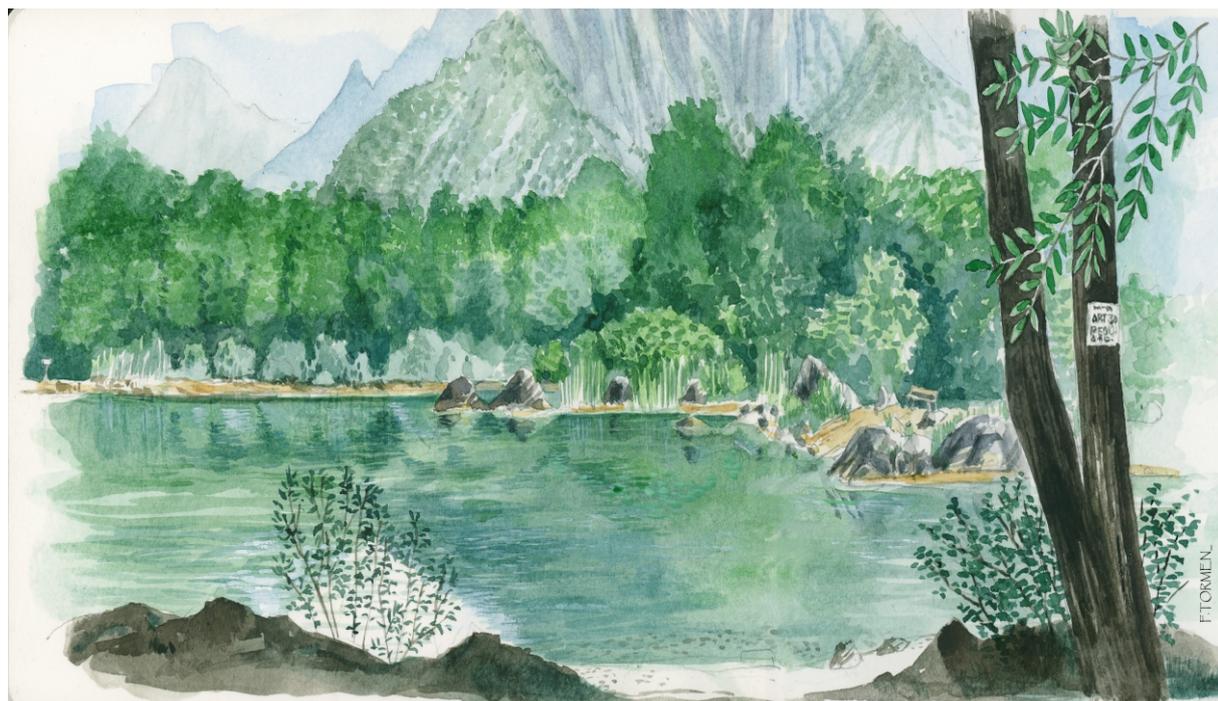


GRUPPO NATURA BELLUNESE



NOTIZIARIO

ANNO 2022

SOMMARIO

3 *Alberto Bertini*
FRANE SISMOINDOTTE DELLE DOLOMITI

13 *Matteo Isotton*
CONSIDERAZIONI SUI FENOMENI DI DEBRIS FLOW

23 *Massimo Marcer*
CADUTO UN MONTE PRESSO VEDANA, IL FIUME CORDEVOLE, RIVOLGENDO ALTROVE IL CORSO, LASCIÒ L'ANTICO ALVEO. Paleoidrografia del T. Cordevole all'ingresso della Val Belluna

33 *Giuseppe Perini*
STORIA ED EVOLUZIONE DEI GHIACCIAI DOLOMITICI

43 *Barbara Foggiato*
LA LONTRA

57 *La redazione*
INDICI DEI NOTIZIARI PRECEDENTI (2012-2021)

Comitato di Redazione: Gianni Alberti, Manolo Piat, Claudio Somnavilla, Fausto Tormen.

Progetto grafico, impaginazione e disegno di copertina: Fausto Tormen.

Publicato nel mese di giugno 2023 a cura del Gruppo Natura Bellunese APS, c/o Claudio Somnavilla, via Agordo 248, 32100 Belluno.

Web: www.grupponaturabellunese.it.

E-mail: grupponatura78@gmail.com.

E-mail PEC: grupponaturabellunese@pec.aics.it

La copertina raffigura il lago di Vedana e sullo sfondo il monte Perón, entrambi trattati nell'articolo di Massimo Marcer a pag. 23.

Sono vietate le riproduzioni, anche parziali, senza l'autorizzazione dell'autore e del Gruppo Natura Bellunese.

FRANE SISMOINDOTTE DELLE DOLOMITI

Alberto Bertini *

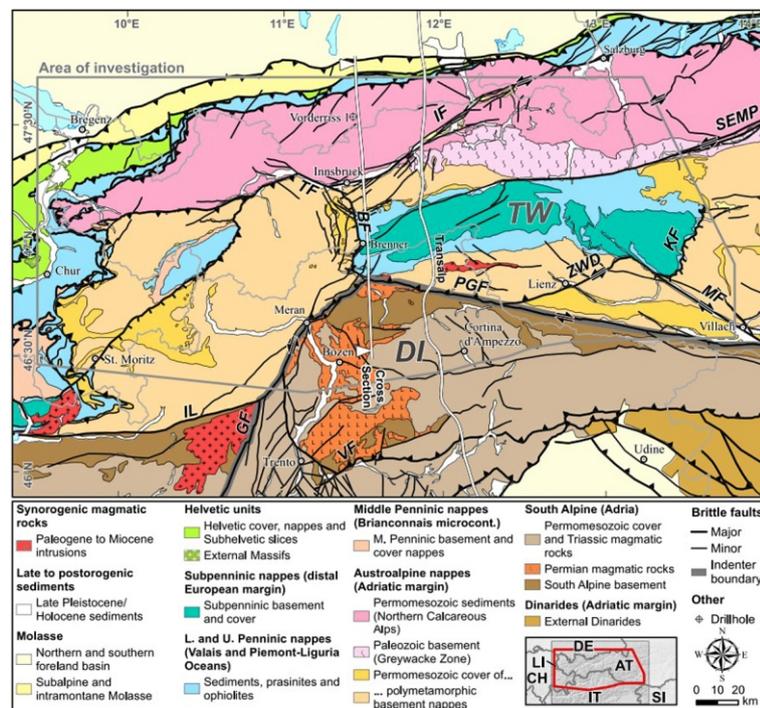
INTRODUZIONE

Se osserviamo una cartina con gli epicentri dei forti terremoti che hanno colpito l'area nordorientale della penisola italiana, ci accorgiamo che le Dolomiti rappresentano una zona con scarsa o nulla attività sismica circondata da fasce montuose sede di intensi movimenti tellurici, alcuni anche di elevata intensità. Viene allora da chiedersi il perché di un comportamento così particolare all'interno della medesima catena montuosa, le Alpi. Bisogna allora rifarsi alla Teoria della Tettonica a Zolle per cercare di capire cosa succede al di sotto del nostro territorio e trovarne una spiegazione. La catena alpina è “nata” a seguito di movimenti della litosfera⁽¹⁾ terrestre già a partire dal Cretaceo, quando un oceano che separava due grandi placche (Placca Africana a sud ed Euroasiatica a nord) entrò in subduzione, venne cioè sepolto sotto le enormi masse continentali: la Placca Africana, nel suo movimento verso nord, arrivò a scontrarsi contro quella euroasiatica, dando origine così alla collisione continente-continente, un meccanismo molto complesso che dura fino ai nostri giorni.

LA PLACCA ADRIATICA E I TERREMOTI

La Placca Africana si prolunga a settentrione in un promontorio che per noi italiani rappresenta l'elemento geologico di maggior interesse: la nostra penisola, infatti, si è formata proprio dallo scontro di questa microplacca con quella euroasiatica, sollevando le catene alpina e appenninica.

Fig. 1 - Carta geologica del settore europeo alla convergenza tra la microplacca Adria e il continente europeo: è evidenziato il Dolomites Indenter (DI) ovvero la parte superiore di Adria bordata dal Lineamento Periadriatico (PGF = Pusteria Gail Fault) e dalla Linea delle Giudicarie (GF = Giudicarie Fault), le zone dove si concentrano i terremoti di maggior energia (Reiter et alii, 2018).



¹ La litosfera è l'insieme rigido della crosta terrestre e del mantello superiore.

Questa placca, chiamata Adria, si estende dal continente africano fino ai bordi delle Alpi e risente della spinta della placca africana: a lungo i geologi hanno dibattuto se si trattasse di una piccola porzione isolata di litosfera separata da quella africana o fosse un promontorio saldato alla stessa, opinione questa oggi sostenuta dalla maggior parte degli scienziati. Probabilmente la microplacca è sua volta suddivisa in almeno tre porzioni, in movimento reciproco, che contribuiscono a

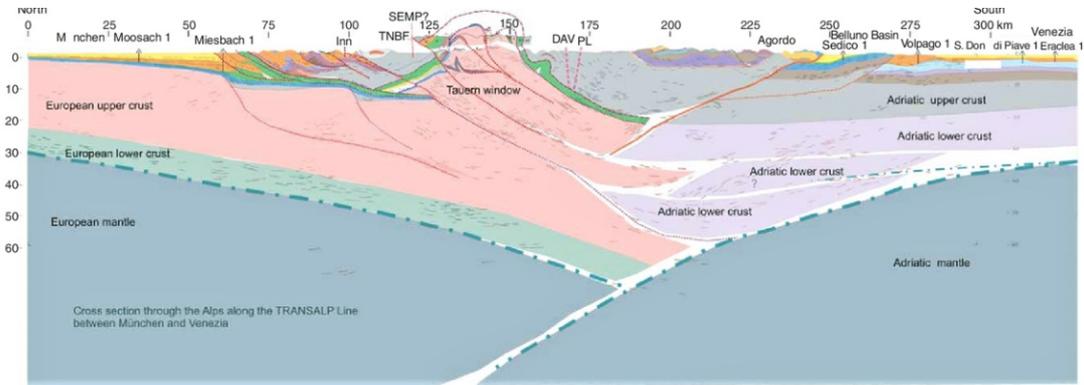
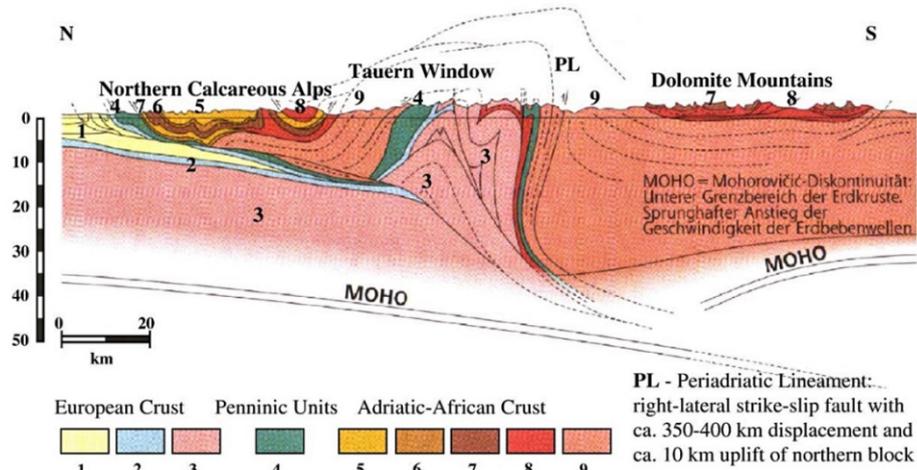


Fig. 2 - Profilo geologico ricavato dai dati sismici del Progetto TRANSALP in cui si nota l'indentazione tra la placca europea e Adria (Lammerer et alii, 2011).

rendere molto complessa la tettonica mediterranea e la relativa attività sismica. Comunque stiano le cose, per comprendere la distribuzione dei terremoti nell'Italia nordorientale dobbiamo prendere in considerazione la parte settentrionale di Adria che si indenta con il continente europeo e alla quale è stato dato il nome di “Dolomites Indenter” (DI in Fig. 1) o anche “Adriatic Indenter” a

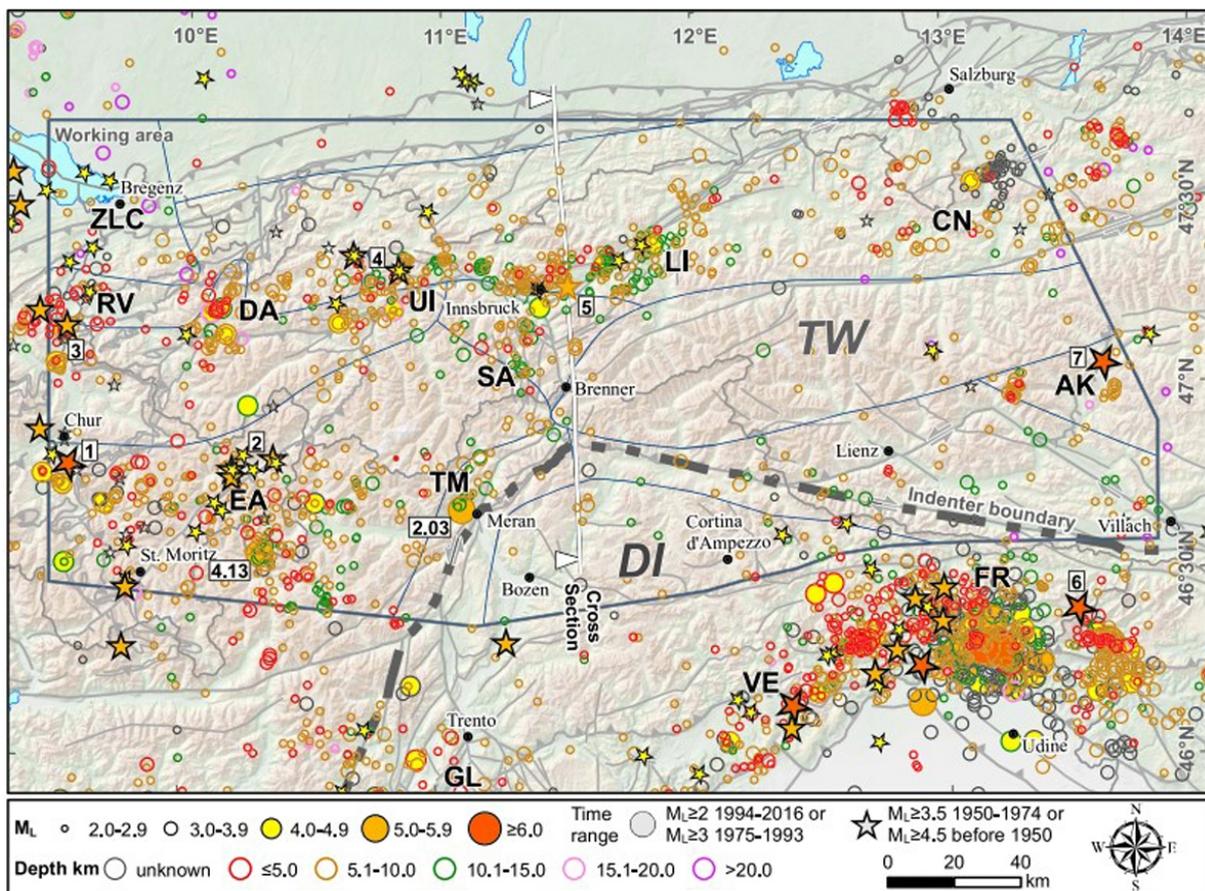


Pre-experiment crustal cross-section along the TRANSALP-Traversal (modified from Lammerer and Weger, 1998). Legend: 1) Molasse sediments, folded and unfolded, 2) European Mesozoic sedimentary rocks, 3) European Variscan basement and Tauern core complex, 4) oceanic sedimentary rocks and ophiolites, 5) Upper Triassic carbonates of Adria plate, 6) Raibl beds, 7) Lower Triassic carbonates of Adria plate, 8) Permo-Triassic evaporates volcanics of Adria plate, porphyric granites, granodiorites, tonalities (Central Gneiss unit) in Tauern Window, 9) Austroalpine and South Alpine pre-Mesozoic metamorphic basement. Estimates of lateral and vertical displacements along the Periadriatic Lineament (PL) are in debate. Moho depths are derived from seismic refraction experiments in the 1970s (Miller et al., 1977; Scarascia and Cassinis, 1997). Adriatic crust is assumed to be more rigid than the European crust.

Fig. 3 - Profilo geologico attraverso le Alpi orientali (Lüscher et alii, 2006).

rimarcare il fatto che è proprio questa la parte che urta l'arco alpino sollevandolo. Adria è formata da litosfera continentale più rigida e dura rispetto a quella della Placca europea e questo è uno dei motivi per cui la sua parte anteriore (DI) risulta meno deformata rispetto alle unità tettoniche

circostanti. La microplacca è delimitata nella sua parte anteriore da un'importante struttura tettonica nota in letteratura geologica col nome di Lineamento Periadriatico, o Faglia Periadriatica, un importante sistema di faglie collegate tra loro, di età oligocenica-miocenica. Nel settore occidentale il Dolomites Indenter è bordato dalla Linea delle Giudicarie che, con andamento SO-NE, interessa le valli omonime ed è costituita da un insieme di faglie trascorrenti. A nord il bordo di Adria coincide con la Val Pusteria e l'adiacente valle austriaca di Gail, impostate sulla grande frattura del Lineamento Periadriatico che qui prende il nome di Pustertal-Gail Fault (PGF in Fig. 1). Nella parte meridionale la fascia deformata legata allo scontro tra Adria e il continente europeo solleva alcune strutture (es. Montello) ed è interessata da importanti fratture (es. Linea Schio-Bassano). La sismicità legata a forti terremoti è quindi localizzata lungo queste zone di confine della parte superiore di Adria, mentre, come si vede dal profilo crostale di Fig. 2 e Fig. 3, le Dolomiti si trovano in una zona relativamente tranquilla dal punto di vista tettonico, ubicate all'interno di una struttura delimitata da faglie a basso angolo (poco inclinate) a nord e a sud del Lineamento Periadriatico con vergenze opposte: questo aspetto risulta evidente anche dalla cartina su cui sono ubicati gli epicentri dei terremoti (Fig. 4).



Distribution of instrumental and historical seismicity around the Dolomites indenter (DI) and the western termination of the Tauern Window (TW). Brittle faults as in Figure 1. Regions of enhanced seismicity are the Swiss/Austrian Rhine valley (RV), a NNE-SSW trending linear region between Davos and Arlberg (DA), Graubünden southeast of Chur, the Engadine and Ortler Alps (EA), the Upper Inn valley and adjacent northern areas (UI), the Lower Inn Valley (LI), and—outside of our study area—the Giudicarie-Lessini region (GL). Areas with lower but still elevated seismicity are the Texel Group and Meran-Passeier area (TM), the eastern Stubai Alps (SA), the central Northern Calcareous Alps (CN), and the Ankogel-Katschberg region (AK). The most prominent earthquake region shown on the map is the Friuli (FR)-eastern Veneto zone (VE), which is outside of our working area. Numbers refer to seismic events mentioned in the text. The thin, dark blue lines delineate seismotectonic domains we define below, in section 6.2. For contributing agencies to our earthquake catalog, see the section. Additionally, our earthquake catalog includes data from Schorn (1902), Försch and Schmedes (1976), Finetti et al. (1979), Galadini and Galli (1999), Poli et al. (2002), Ganas et al. (2008), and Hammerl (2017). The catalog is available as supporting Data Set S2. Digital elevation model from European Environment Agency (2013).

Fig. 4 - Carta con localizzazione degli epicentri dei terremoti attraverso le Alpi orientali: si nota come l'area dolomitica a bassa sismicità sia delimitata da zone sismiche attive, sede di intensi terremoti (Reiter et alii, 2018).

CRONISTORIA DELLE FRANE SISMOINDOTTE DELLE DOLOMITI

II secolo d.C. - (2890 cal. BP) – Monte Perón (BL)

La zona delle Masiere (Masiere in italiano = terreno sassoso, macereto), ubicata allo sbocco della Val Cordevole nel Vallone Bellunese, ha rappresentato un enigma nell'interpretazione della genesi del grande accumulo franoso. Sono state proposte diverse datazioni e cause, a partire da grandi scoscientimenti avvenuti dopo il ritiro dei ghiacciai würmiani dal Vallone Bellunese e



Fig. 5 - Le Masiere di Vedana con la certosa e il laghetto omonimi visti dalla Casera Prà de Costa.

Agordino, fino ad arrivare, con nuove tecniche isotopiche di datazione, a un'età compresa tra l'epoca tardo-romana e l'Alto Medioevo (Rossato, 2020). A questo risultato si aggiungono anche datazioni sui limi campionati sul fondo del Lago di Vedana (Zolitsckha et alii, 2021): questo specchio d'acqua viene oggi considerato come un lago di sbarramento dovuto a terremoto (Quake lake) in quanto, a differenza delle vecchie interpretazioni che lo definivano di natura morenica, si sarebbe generato in seguito alla caduta della frana del Monte Perón probabilmente in seguito a una scossa sismica: il paesaggio ondulato formato da dossi detritici e avvallamenti viene interpretato come ambiente tipico delle grandi frane di crollo conosciute con il termine Toma hummocky di cui il lago riempirebbe una depressione dopo lo sbarramento del T. Cordevole. Rossato (2021) calcola in circa 5,9 chilometri la distanza percorsa dai detriti dell'accumulo franoso, coprente un'area di 9 km^2 con un'altezza variabile da 5 a 30 metri, per un volume totale di circa $0,17 \text{ km}^3$. Il lago di Vedana, secondo l'autore, rappresenterebbe oggi una forma relitta di un più vasto bacino lacustre che arrivava fino alla zona di Torbe, in un contesto paleoidrografico molto complesso (Fig. 5).

1117 - Terremoto del 3 gennaio

Si tratta di uno dei terremoti più forti della storia che abbiano colpito l'Italia Settentrionale: secondo di una serie di tre eventi sismici che hanno interessato nei primi giorni di quell'anno anche la Germania e la Toscana (Guidoboni et alii, 2005), ha fatto sentire i suoi effetti, oltre che in gran parte dell'Europa e dell'Italia, anche nell'area dolomitica con caduta di frane documentate nelle cronache del tempo. Probabilmente si tratta dello stesso terremoto attribuito da alcuni storici all'anno 1114 e ha avuto l'epicentro nel Veronese. La magnitudo è stata calcolata in 6.5 sulla scala Richter, con un valore di intensità epicentrale pari a IX gradi.

1117 - Piubago, terremoto o alluvione?

Primiero (Piubago) *“Epicentro nella zona percorsa dal Rio Lazer ove fece letteralmente sparire il villaggio di Piubago che era il più importante di tutta la vallata, sconvolgendo tutta la piana tra Cismon e Canali”* (Trotter, 1982).



Fig. 6 - Il Sasso Bianco domina la Val Pettorina: dalla sua parete settentrionale si è staccata la frana in seguito al terremoto del 1117.

“Secondo poi un'antica tradizione, tra Tonadigo e Siror esisteva una villa, che era chiamata Piubaco, e che fu interamente subissata da uno straordinario terremoto. La tradizione è sorretta dalla circostanza che in quella località furono scavati molti arnesi, e persino una campana di strana forma, trasportata poi sul campanile della parrocchiale” (Brentari, 1981).

1117 - Monte Sasso Bianco (Rocca Pietore)

“Nell'anno 1114 un tremendo terremoto avrebbe provocato lo sfaldamento de Monte Sasso Bianco, che avrebbe travolto nella caduta e sepolto il paese di Col di Rocca Pietore, il tempio votivo dedicato a San Pietro Apostolo, formando con l'acqua del Torrente Pettorina un lago che giungeva fino al paese di Sottoguda. Si noti che il paese di Palue (derivato da Palude) dimostra che il lago comprendeva quella zona e oltre”. Così riporta il periodico locale “Val Pettorina” (Del Din Dall'Armi, 1986). La frana sismoindotta del Sasso Bianco (Fig. 6) ha sbarrato il corso del torrente Pettorina risalendo il versante opposto, come dimostrano i massi calcareo-dolomitici sul versante sinistro della valle: la presenza di blocchi vulcanici lungo la strada forestale che sale ad Albe e Vallier fa pensare anche a una seconda frana scesa dal Sass Negher: forse Sasso Bianco e Sasso Nero (Negher) hanno contribuito entrambi all'evento franoso. La velocità della frana, calcolata in circa 153 metri al secondo (Bertini, 2007), rientra nei valori caratteristici per le grosse frane di crollo dell'intero arco alpino: la superficie dell'ammasso franoso è di circa 0,25 km² (Abele, 1974).

1348 - Il terremoto del 25 gennaio

Questo forte terremoto, che ha lasciato segni in numerose località italiane ed europee, ha avuto come epicentro l'area al confine tra Italia, Slovenia e Austria. Gli effetti disastrosi di questo sisma sono stati riportati in numerose cronache medievali, da cui si apprende che ci furono danni notevoli fino alla città di Pisa e fino a Strasburgo, con distruzioni e vittime in tantissime città europee. Sono state proposte molte località come zona epicentrale (Carinzia, Slovenia, ecc.), ma non si è arrivati a una conclusione accettata da tutti i ricercatori: oggi (Caracciolo et alii, 2021) si pensa che l'epicentro possa essere stato presso la Sella di Camporosso al confine tra Friuli e Austria.

“L'anno 1348, il dì 25 di genaro (giorno di S. Paulo) a hore 5 fu un grandissimo terremoto: e tale, che non era memoria d'uomo, che fosse stato un simile a tempo alcuno in queste parti: per il quale rovinorno chiese, campanili, case e morirono molte persone... e morirono nel Belluno doi terzi delle persone, e fu così horribile, che continua ancora il proverbio quando si ricorda qualche cosa spaventosa: perché viene assimilata alla mortalità, che fu l'anno del 48”. Continua lo storico ricordando che “piovete sangue per alcuni giorni continui” e che vi fu successivamente un'epidemia di peste (Giorgio Piloni, Historia).

1348 - Monte Antelao

“... lieto in sulla sera, svegliossi la mattina per piangere molti de' suoi fratelli in orrendo e miserevole modo spenti di vita (25 genajo 1348). Alle falde dell'Antelàu, appoggiata al monte giacea Villalonga, una fila di piccioli Vici che, mi si consenta la frase, correansi dietro l'un l'altro, e chi si rannodavano da Vinego a Sanvito. Ma il terremoto che, ..., causò infinite ruine nella contermina Carnia e nel Friuli, scosse il monte di modo, che ruinò sull'infelice villaggio, e lo seppellì co' suoi abitanti: dicono che né uno fuggisse” (Ciani, 1856). L'autore, come lo storico Piloni, ricorda inoltre come “in aprile piovesse sangue, e la terra per un biennio negasse agli abitanti i suoi frutti: i sopravvissuti alla peste condannati a languire nell'inedia per manco di alimenti”.

1348 - Monte Aiarnola

”Il 25 gennaio del 1348 un forte terremoto provocò il rotolare di enormi massi su Villagrande di Auronzo. Alcune abitazioni furono completamente distrutte, e dieci famiglie lasciarono Auronzo per destinazione ignota. ... il monte Antelao dirupò colpendo nuclei abitati in Val Boite, franò anche la montagna dall’Aiarnola alla croda di Campo e di Tacco e le macerie colpirono in parte la villa di Padola, ostruirono il torrente omonimo e risalirono oltrepassandolo Dosoledo. Padola venne danneggiata nei casolari a sud, nella zona detta poi di Masariò, ossia delle macerie” (Don Giuseppe Monti, Mons. Giov.Battista Martini).

“... dirupinò l’Ajarnola sopra il villaggio di Padola: le rovine rammassatesi rimpetto a Dosoledo, e rendenti immagini quasi d’un monte, veggonsi ancora” (Ciani, 1856).

1348 - Castello Di Podestagno

“Cadde pure il castello di Bottestagno...” (Ciani, 1856).

“Anche il Cadore risentì danni ingenti, rovinò il Castello di Bottestagno” (Don Giuseppe Monti, Mons. Giov.Battista Martini).

1348 - Monte Belvedere (Caprile - Colle Santa Lucia)

Una grande frana di crollo si staccò dal Monte Belvedere arrivando a danneggiare l'altare della chiesa del piccolo abitato agordino; è arrivata a noi una lettera del 1608 in cui Scipione Benzoni scrive che *“resterà obbligato il Vescovo e il Capitolo di Persennone (Bressanone) a mantenere il bosco dalle rovazze per riparo delle lavine et pietre che non discendano dal monte a danno della terra di Caprile”*.

1348 - Monte Mizzoi (Lozzo di Cadore)

”Continuando per la via vecchia per cui siamo venuti, si arriva in poco tempo in cima al paese di Lozzo, il di cui territorio si prolunga sin in Val di Croce, linea di demarcazione tra esso e il comune di Domegge, tra il distretto di Auronzo e quello di Pieve. Dicesi che anticamente il paese giacesse più in su che al presente, ed allora si chiamava Col di Lucio, onde Lozzo, ma che una frana staccatasi dal monte a cagione del terremoto del 1348, lo seppellisse quasi del tutto. Difatti chi ben riguarda nota anche precedentemente le tracce d'uno staccamento di monte e la piena ineguale che s'è formata alle falde. Certo è che negli scavi praticati in quei dintorni, o per erigere fabbriche o per ridurre il terreno a coltivazione, si trovarono delle ossa, anzi degli scheletri interi di corpi umani, delle spade, degli anelli, monete romane, vasi di terra e pietre quadrangolari; il che, come potrebbe provare che in quei luoghi possono essere stati un giorno soldati romani, proverebbe in pari tempo che là era il paese ove tali cose antiche si trovano. Prima del terremoto il rio che rasenta il villaggio avea forse un'altra direzione più ad oriente, e non v'era quindi quel letto profondo che si è scavato, e nemmeno quel greppo franoso che al paese incombe” (Ronzon, 2005).

ALTRE FRANE SISMOINDOTTE PIÙ RECENTI

29 giugno 1873 - Monte Dolada (o Monte Soccher)

“... vide come dal Monte di Sant'Andrea di Polpet e dai pendii del Monte Soccher (Dolada) si

staccarono imponenti massi rocciosi, rotolarono a valle e si frantumarono in fondo, così che si alzò una nube di polvere”. È questa la testimonianza che il geologo austriaco Alexander Bittner raccolse nel suo viaggio nel Bellunese, qui per studiare il forte terremoto che distrusse gran parte della provincia veneta e l'Alpago in particolare, da un viaggiatore sorpreso dalla scossa a Fortogna mentre si recava in Cadore (Alfieri et alii, 2019).

6 maggio 1976 - Saetta Del Sorapis e Pelmo

Il crollo è avvenuto in seguito alla fortissima scossa del terremoto del Friuli e ha fatto crollare questa guglia dolomitica. Un'altra frana ha interessato invece la parete del Pelmetto ai cui piedi un grande masso contenente impronte di dinosauri ha permesso al suo scopritore, Vittorino Cazzetta di Selva di Cadore, di riscrivere la storia paleoambientale delle Dolomiti.

21 luglio 1983 - Cima Dei Burelóni - Gruppo Pale di San Martino

Nel pomeriggio di questo giorno dell'estate 1983 una scarica di sassi, dovuta a una scossa di terremoto, uccise l'alpinista e istruttore della Guardia di Finanza Ben Laritti, intento ad attrezzare una via sulla Cima dei Burelóni per i finanziari di stanza a Predazzo.

19 ottobre 2008 - Cima Canali - Pilastro Castiglioni - Gruppo Pale Di San Martino

Il crollo è avvenuto alle 15:45 sulla parete sud a quota 2600 metri, un chilometro a est del Rifugio Pradidali. La nicchia di distacco è alta circa 35-40 metri, larga tra 10 e 15 metri con uno spessore di circa 3-5 metri: il volume stimato ammonta a circa 2000-3000 metri cubi. I detriti, costituiti da Dolomia dello Sciliar, hanno oltrepassato il sentiero SAT n. 711 denominato Sedole. Come per il Pilastro Castiglioni potrebbe trattarsi di una frana sismoindotta in seguito al terremoto registrato alle ore 5:50 nella zona di Erto e Casso (PN).

CONCLUSIONI

Come si vede da questo breve elenco storico delle principali frane sismoindotte nel territorio dolomitico, solamente due sono stati gli eventi collegati a forti eventi sismici: il terremoto del 1117 e quello del 1348, entrambi generati lungo fratture ubicate nelle fasce di deformazione ai bordi del Dolomites Indenter, ovvero la parte anteriore della microplacca adriatica. I terremoti generati da piccole fratture all'interno della zona dolomitica poco deformata, non hanno causato che crolli di limitate dimensioni e scarso volume di materiale. Non bisogna però dimenticare che questi fenomeni sono da mettere in relazione anche al cambiamento climatico che in questi ultimi anni, con l'aumento delle temperature e scioglimento del permafrost alpino, può predisporre le pareti dolomitiche a un aumento di instabilità delle masse rocciose che possono così franare anche in occasioni di lievi scosse sismiche. L'aumentata frequentazione delle zone di montagna per fini escursionistici e sportivi, inoltre, comporta un incremento dei rischi di incidenti legati alla caduta di massi o frane lungo sentieri o itinerari alpinistici.

APPENDICE

In questo breve articolo si parla di frane di crollo causate da terremoti (sismoindotte), ma è altrettanto interessante sapere che a volte sono gli stessi eventi franosi a causare vibrazioni nel terreno che si traducono in lievi scosse sismiche: nelle Dolomiti sono noti crolli che hanno liberato energia che è stata registrata dai numerosi sismografi, oggi a disposizione della comunità

scientifici; ne elenchiamo qui alcuni tra i più recenti.

12 ottobre 2007 - Cima Una (Dolomiti di Sesto)

Il crollo di circa 60.000 metri cubi di roccia dalla Cima Una di Sesto ha liberato energia con magnitudo locale pari a 2.

6 giugno 2014 - Castello della Busazza (gruppo della Civetta)

Il crollo, avvenuto alle 14,20, ha interessato una porzione di circa 35 metri di altezza per una ventina di metri di larghezza e ha provocato un sisma di magnitudo locale di 1,7: la profondità è stata calcolata in circa 1 chilometro.

4 agosto 2015 - Gran Vernel (gruppo della Marmolada)

In questa data, tra le 9 e le 12 del mattino, si sono verificati numerosi crolli di cui il principale, avvenuto alle 9:15, è stato registrato dai sismografi di Agordo, Ziano di Fiemme, Colle di Bolzano e Riva di Tures con magnitudo locale di 2,1.

17 febbraio 2022 - Col Pizzón (gruppo Monti Del Sole)

Il crollo di alcune migliaia di metri cubi è avvenuto nelle prime ore del mattino nella zona tra Agordo e La Muda in località Castèi - Sasso di San Martino ed è stato registrato dal sismografo di Agordo.

* Docente di Scienze del polo di Agordo "Umberto Follador", claraia@libero.it

BIBLIOGRAFIA

ABELE G. *Bergstürze in den Alpen*, Wiss. Alpenvereinshefte, heft 25, Monaco, 1974.

ALFIERI M., NART F. e PIAT M., *29 giugno 1873. Quindi seguì una scossa e un tremolio...*, Grafiche De Bastiani, Godega di Sant'Urbano (TV), 2017.

BERTINI A. *Alto Agordino, Note storiche e geologiche*, Scuola Media di Caprile, Studio Grafisma, Rocca Piétore, 2007.

BRENTARI O., *Guida alpina di Belluno - Feltre - Primiero - Agordo - Zoldo*, Ristampa anastatica Atesa Editrice, Bologna 1981, per Nuovi Sentieri Editore.

CARACCIOLO C.H., SLEJKO D., CAMASSIR., CASTELLI V., *The eastern Alps earthquake of 25 January 1348: new insights from old sources*, Bulletin of Geophysics and Oceanography, Vol. 63, n. 3, pp. 335-364, September 2021.

CIANI G., *Storia del popolo cadorino compilata da Giuseppe Ciani di Cadore*, [Parte I-II], Angelo Sicca Editore, Padova, 1856.

DEL DIN DALL'ARMI M., *Dissesti idrogeologici ed eventi calamitosi nell'Agordino dal 1000 al 1966*, Circolo Culturale Agordino, Istituto Bellunese di Ricerche Sociali e Culturali Editore, 1986.

GUIDOBONI E., COMASTRIA., BOSCHI E., *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): A critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 110, B12309, 2005. doi: 10.1029/2005JB003683.

LAMMERER B., SELVERSTONE J., FRANZ G., *Field trip to the Tauern Window region along the TRANSALP seismic profile, Eastern Alps, Austria*, The Geological Society of America Field Guide 22, 2011.

- LÜSCHER E., BORRINI D., GEBRANDE H., LAMMERERER B., MILLHAN K., NEUBAUER F., NICHOLIC R., *TRANSALP—deep crustal Vibroseis and explosive seismic profiling in the Eastern Alps*, Tectonophysics 414, 9-38, 2006.
- MONTI G. e MARTINI G.B., *Notizie storiche. Notizie raccolte da Don Giuseppe Monti o De Monti Delicado, nato a Lacuna di S. Nicolò di Comelico, il 14/2/1803 e morto a Candide il 10/2/1871, e da Mons. Giov. Battista Martini nato a Padola il 1/6/1810 e morto a Padola il 21/10/1877*. Sito: www.costalissoio.it
- PILONI G., *Historia della città di Belluno*, Arnaldo Forni Editore, 2002.
- REITER F., FREUDENTHALER C., HAUSMANN H., ORTNER H., LENHARDT W. & BRANDNER R., *Active seismotectonic deformation in front of the Dolomites indenter, Eastern Alps*, Tectonics, 37, 4625-4654, 2018. <https://doi.org/10.1029/2017TC004867>
- ROSSATO S., IVY-OCHS S., MARTINI S., VIGANÒ A., VOCKENHUBER C., RIGO M., MONEGATO G., DE ZORZI M., SURIAN N., CAMPEDEL P. & MOZZI P., *Timing, drivers and impacts of the historic Masiere di Vedana rock avalanche (Belluno Dolomites, NE Italy)*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 20, 2157-2174, 2020. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-2157-2020>
- RONZONA A., *Da Pelmo a Peralba. Almanacco cadorino*, Nuovi Sentieri, luglio 2005.
- TROTTER C., *Trafumane e alluvioni - 1882: l'an de la brentana in Primiero*, Editore Alcione, Trento 1982.
- ZOLITSCHKA B., POLGAR I.S. & BEHLING H., *Created by the Monte Peron rock avalanche: Lago di Vedana (Dolomites, Italy) and its sediment record of landscape evolution after a mass wasting event*, Landslides 19, 297-311, 2022. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01787-2>

CONSIDERAZIONI SUI FENOMENI DI DEBRIS FLOW

Matteo Isotton *

PREMESSA

“Sublime è il senso di sgomento che l'uomo prova di fronte alla grandezza della natura sia nell'aspetto pacifico, sia ancor più, nel momento della sua terribile rappresentazione, quando ognuno di noi sente la sua piccolezza, la sua estrema fragilità, la sua finitezza, ma, al tempo stesso, proprio perché cosciente di questo, intuisce l'infinito e si rende conto che l'anima possiede una facoltà superiore alla misura dei sensi”.

(I. Kant)

Spesso i filosofi della storia dell'uomo hanno saputo descrivere quello che il pensiero e la coscienza di un individuo provano di fronte alle meraviglie della natura. Kant porta all'attenzione quel concetto di “sublime” che nel Romanticismo diventerà emblema di un periodo storico dove luoghi come le Dolomiti rappresenteranno le sfide che l'uomo deve affrontare per elevarsi a un livello superiore. Ma se il concetto di sublime si sposa bene con la verticalità delle pareti e con la vertiginosità dei precipizi, risulta forse essere un azzardo provare a riferirlo a fenomeni naturali di durata molto ridotta nel tempo e generalmente con estensioni limitate nello spazio. Tuttavia, se si analizzano le frane con un certo spirito di osservazione, ci si rende conto che sono proprio un fenomeno che si avvicina alle parole espresse da Kant. I “debris flow”, o colate detritiche, sono forse l'esempio migliore per far capire all'uomo come il “sublime” in natura si sviluppi sia a livello macroscopico che a livello microscopico. Nel presente articolo verranno fatte alcune considerazioni utili a comprendere come si formano le colate detritiche, il loro sviluppo e le loro caratteristiche.

CLASSIFICAZIONE

I debris flow (Fig. 1) sono un fenomeno franoso ben definito all'interno della vastità delle modalità con cui la natura tende a portare delle masse rocciose o di detrito a uno stato di equilibrio mag-



Fig. 1 - Le evidenze di colate detritiche dopo più di un anno dall'evento nell'area del Passo Fedaià.

giore. Cruden nel 1991 ha definito la frana come “*movimento di una massa di roccia, terra o detrito lungo un versante per azione della forza di gravità*”. La definizione comprende però anche quei movimenti di versante superficiali quali il soliflusso e la reptazione, che nella pratica non vengono però considerati come frane. “*Le diverse tipologie di movimenti franosi possono generalmente essere riconosciute e classificate, sulla base di aspetti morfologici, geologici e geotecnici*” (Hutchinson, 1995) e “*le principali condizioni che causano le frane possono essere identificate*” (Varnes, 1984). Il percorso di studio affrontato dalla geologia negli anni ha portato alla definizione di numerose classificazioni dei fenomeni franosi in base allo stato di attività, alle cause predisponenti o sul tipo di movimento e di materiale coinvolto. Nel presente lavoro si propone la classificazione proposta da Cruden e Varnes nel 1996:

Tipo di movimento	Tipo di materiale		
	Roccia (<i>rock</i>)	Roccia sciolta o terra (<i>engineering soil</i>)	
		Detrito grossolano (<i>debris</i>)	Detrito fine (<i>earth</i>)
Crollo (<i>fall</i>)	Crollo di roccia	Crollo di detrito	Crollo di terra
Ribaltamento (<i>topple</i>)	Ribaltamento di roccia	Ribaltamento di detrito	Ribaltamento di terra
Scivolamento (<i>slide</i>)			
rotazionale (<i>rotational</i>)	Scivolamento rotaz. di roccia	Scivolamento rotaz. di detrito	Scivolamento rotaz. di terra
traslativo (<i>translational</i>)	Scivolamento trasl. di roccia	Scivolamento trasl. di detrito	Scivolamento trasl. di terra
Espansione laterale (<i>spread</i>)	Espansione di roccia	Espansione di detrito	Espansione di terra
Colata (<i>flow</i>)	Colata di roccia	Colata di detrito	Colata di terra

Secondo tale classificazione il debris flow è quel fenomeno franoso che avviene mediante movimento di colata di materiale di tipo detritico-grossolano. Diversi termini sono utilizzati per tradurre “debris flow”: colata detritica torrentizia, colata di detriti, lava torrentizia, lava fredda, trasporto torrentizio in massa, lave torrentielle, coulée de débris.

Volendo approfondire la questione della definizione, numerosi autori hanno proposto descrizioni differenti per tale fenomeno:

D'Agostino (2006): “*flussi d'acqua e materiale solido con concentrazione volumetrica dei sedimenti tale da non poter più assimilare il loro movimento a quello dell'acqua, a causa di una viscosità di diversi ordini di grandezza più elevata*”;

Hungr et al. (2001): “*rapidissimi fino ad estremamente rapidi flussi di detriti saturati non plastici in alvei pendenti*”;

Van Dine (1996): “*tipo di movimento di massa che coinvolge acqua, materiale organico e inorganico prevalentemente granulare grossolano, che fluisce rapidamente lungo un canale preesistente ripido e confinato*”;

Cesca (2008): “*manifestazione parossistica con trasporto impulsivo di sedimenti lungo la rete idrografica secondaria*”.

Quanto salta all'occhio da questi esempi di definizione è che il debris flow è un fenomeno franoso che interessa detriti, avviene in tempi rapidi ed è legato alla presenza di acqua.

GENESI DI UN DEBRIS FLOW

Come visto nella definizione, sono necessarie delle condizioni ben precise affinché si possa innescare un fenomeno di tipo debris flow. La prima condizione è legata alla presenza di detrito libero che possa facilmente essere movimentato: la vegetazione deve pertanto essere assente o molto limitata, altrimenti l'azione delle radici o la formazione di suolo garantirebbero una condizione di stabilità non superabile. È evidente come in un ambiente come quello dolomitico, dove alla base delle pareti rocciose si sviluppano spesso immense falde detritiche (i “ghiaioni”), tale condizione sia molto frequente. È altresì evidente come eventi del tutto straordinari, come lo è stato la tempesta “Vaia”, distruggendo porzioni di bosco portano ulteriori sedimenti ad affiorare e di conseguenza ulteriore materiale che può essere soggetto a fenomeni di colata.

La seconda condizione è l'assetto morfologico: fondamentale per lo sviluppo di un debris flow è la presenza di un pendio con determinate pendenze. Sulle morfologie pianeggianti o lievemente inclinate le colate detritiche non possono svilupparsi. Sono presenti molti studi che cercano di definire la pendenza minima del versante (α) sul quale si può generare il fenomeno: secondo Van Dine (1996) l'angolo deve essere superiore a 25° , che diventano 15° in base a quanto osservato da Marchi (2006), anche se più frequentemente l'innescamento avviene per α compresa tra 25 e 45° . Alcuni studiosi hanno individuato una pendenza limite oltre la quale i debris flow sembra si verificano con maggiore frequenza: Johnson e Warburton (2003) individuano un valore di $21,8^\circ$, mentre Ancy (2001) eleva tale valore a 35° . Anche in questo caso le Dolomiti presentano numerosissimi contesti dove alla base delle pareti rocciose le falde detritiche si sviluppano con tali pendenze.

La terza condizione, nonché la causa scatenante, è l'apporto idrico. È necessario che il detrito a riposo su una morfologia con le pendenze sopra indicate sia interessato dall'improvviso arrivo di acqua. In natura tali apporti idrici si possono verificare nelle seguenti situazioni:

- Piogge intense;
- Rapido scioglimento delle nevi in primavera;
- Scioglimento dei ghiacciai in estate;
- Improvviso scioglimento di nevali e ghiacciai in seguito ad attività vulcanica;
- Cedimento di ostruzioni temporanee (frane o vegetazione) che possono causare un'onda di piena improvvisa;
- Cedimento di opere artificiali (briglie, dighe, ...);
- Cedimento di laghetti periglaciali;
- Improvviso arrivo di materiale in un alveo di un corso d'acqua a causa di un evento franoso.

Non è ancora stata individuata una diretta correlazione fra i quantitativi di acqua necessari e l'attivazione di un fenomeno come il debris flow, nonostante molti studi analizzino il tema.

Tali condizioni si verificano in ambito alpino e, con una certa frequenza, in quello dolomitico, dove queste tre situazioni sono spesso presenti. Un esempio può essere dato dalle grandi falde detritiche alla base di massicci montuosi quali il Pelmo, il Cristallo o l'Antelao, che si sviluppano per diverse centinaia di metri con pendenze importanti. Nel caso di forti temporali estivi, dove

nell'arco di pochi minuti vengono rilasciati molti millimetri di pioggia, le acque possono raccogliersi lungo le pareti rocciose e confluire alla base di queste in uno o più punti, portando all'improvviso un ingente quantitativo di acqua sulle falde detritiche.

IL MOVIMENTO DI UN DEBRIS FLOW (Fig. 2)

“Nel caso di trasporti in massa il sedimento trasporta l'acqua, mentre l'acqua trasporta il sedimento negli altri casi” (Middleton and Hampton, 1973). Nella differenza fra quello che è un trasporto solido da parte dell'acqua e quello che è un trasporto di massa si può intuire la modalità di movimento di un debris flow. I debris flows sono flussi a elevata viscosità, pertanto non turbolenti

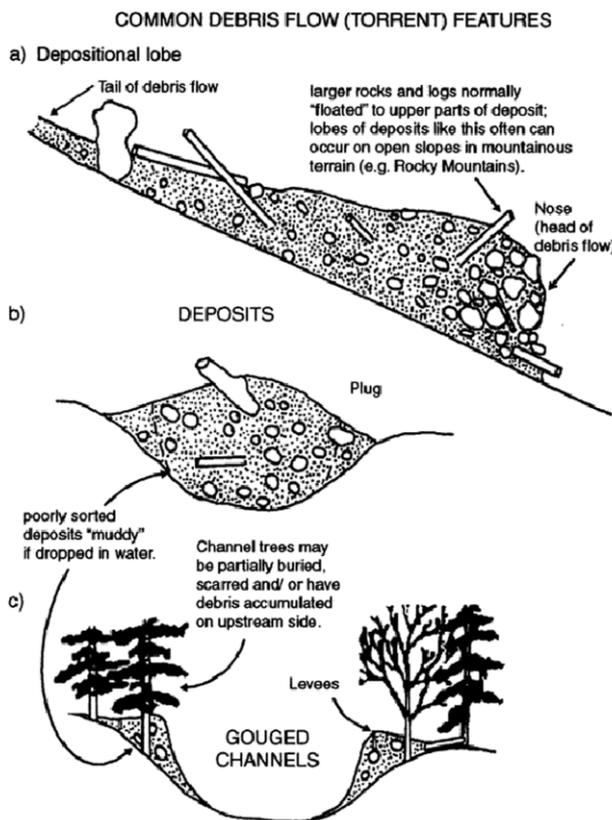


Fig. 2 - Caratteristiche di un flusso di detriti in movimento (Eisbacher & Clague, 1984).

(quindi laminari) che presentano un comportamento plastico, ovvero necessitano del superamento dello yield strength ($K = c + \sigma \tan \alpha$) per essere innescati. Semplificando, nei debris flow non coesivi (ovvero dove non è presente argilla nella matrice) lo yield strength è rappresentato dalla frizione tra i grani: quando l'acqua riesce a vincere tale frizione si avrà la formazione di una colata detritica. La situazione diventa più complessa nel caso dei debris flow coesivi (con argilla nella matrice), dove diventano fondamentali le forze elettrostatiche che caratterizzano i minerali argillosi.

In realtà il debris flow mostra le proprietà tipiche sia di un fluido viscoso sia di un fluido plastico e può essere descritto come un materiale monofase che rimane rigido o elastico a seconda delle caratteristiche del sedimento e della quantità di acqua. Da un punto di vista fluidodinamico, una colata detritica è un flusso non stazionario che si manifesta a ondate successive, separate da un intervallo temporale che varia da pochi secondi a diverse ore. La durata di una singola onda

può variare da qualche secondo ad alcuni minuti. Tenendo sempre in considerazione l'estrema variabilità legata alle caratteristiche del singolo fenomeno, un'ondata di debris flow può essere così suddivisa (Fig. 3):

Fronte di colata: la porzione anteriore, solo parzialmente satura in acqua, dove si concentrano solitamente gli elementi di dimensione maggiore;

Corpo di colata: è la porzione centrale e più sviluppata di un debris flow, completamente satura e con le caratteristiche simili a quelle di un fluido viscoso;

Coda di colata: zona di transizione nella quale si passa gradualmente da un flusso con caratteristiche di colata detritica a flusso iperconcentrato e trasporto ordinario di detriti di alveo. In altre parole, la concentrazione solida è molto inferiore rispetto alle parti che la precedono.

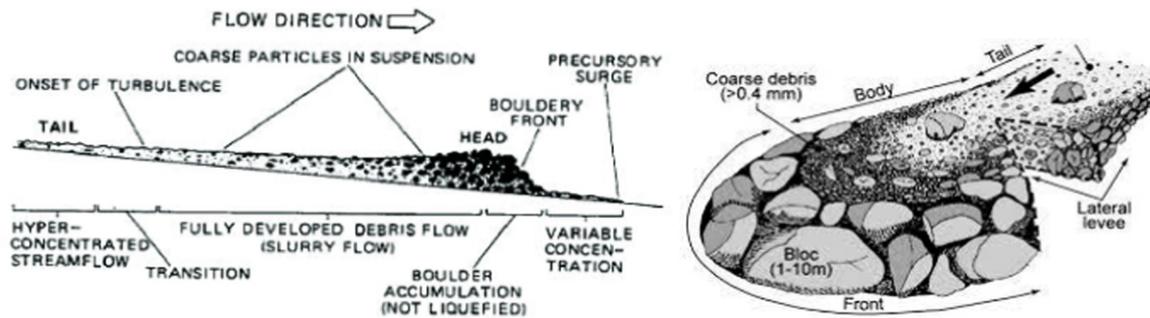


Fig. 3 - Debris flow, a sinistra rappresentazione di Pierson & Costa (1987), a destra quella di Bardou (2003).

Durante il trasporto, la colata può provocare l'erosione alla base del canale dove scorre, esercitando una forza di attrito al fondo tale da asportare il materiale non consolidato presente in alveo, prendendolo in carico. In questa fase il flusso assume la sua conformazione caratteristica con un fronte dove sono concentrati gli elementi più grossolani e una coda costituita dalla matrice più fine. È proprio la presenza del materiale di maggiori dimensioni nella parte frontale dell'onda a determinare la notevole forza di impatto che caratterizza i debris flows.

ARRESTO DEL DEBRIS FLOW

Solitamente le colate detritiche si arrestano in corrispondenza dei cambi di pendenza, anche se, come visto in precedenza, già durante il percorso si possono depositare i materiali più grossolani in corrispondenza di strozzature, curve o riduzioni di pendenza. Il cambio di pendenza determina una variazione di velocità e il peso dei singoli clasti torna a divenire predominante portando così nuovamente alla frizione tra i grani.

La testa del flusso, che a causa del contatto fra i sedimenti tende a muoversi più lentamente rispetto al flusso stesso, inizia gradualmente a perdere le caratteristiche che lo rendono un trasporto di massa, per divenire un semplice trasporto solido. In altre parole, nella sua fase conclusiva il debris flow assume le caratteristiche di un corso d'acqua in piena.

A livello di impatto sull'uomo la maggior parte dei danni avviene nella zona di deposizione, che tipicamente è collocata dove le pendenze si fanno più dolci e pertanto facilitano l'urbanizzazione. I danni causati possono essere sia di tipo diretto (perdita di vite umane, distruzione di case, linee ferroviarie, campi agricoli, foreste) che indiretto (problemi alle vie di comunicazione, impossibilità di sfruttamento di aree potenzialmente utilizzabili).

CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE (Fig. 4)

Le tre fasi descritte nei paragrafi precedenti permettono anche di intuire le forme sul terreno che vengono lasciate da una colata detritica. Si osservano infatti:

Zona di innesco: corrisponde alla sezione di chiusura del bacino in roccia dove sono presenti pendenze elevate e abbondante detrito sciolto verso il quale possono giungere elevati afflussi d'acqua. In questa zona prevale l'erosione e la vegetazione è scarsa o del tutto assente. Si tratta della porzione della frana dove avviene l'erosione del materiale che costituirà poi il corpo di frana stesso.

Zona di trasporto: il flusso si propaga verso l'area di accumulo generando erosione dove le pendenze sono piuttosto elevate e depositando nella parte terminale dove le pendenze si attenuano. L'area di trasporto è generalmente costituita da un canale entro il quale scorre il flusso detritico, evidentemente delimitato da argini costruiti dalle colate precedenti. La presenza di vegetazione dipende principalmente dal grado di attività.

Zona di deposito: il tratto dove si accumula il sedimento trasportato dalla colata. Le pendenze inferiori provocano la progressiva dissipazione di energia e l'arresto del materiale. I depositi generalmente sono di forma lobata e senza particolari strutture sedimentarie interne, ad eccezione di una frequente gradazione inversa. La somma di eventi passati determina il conoide detritico che, con pendenze variabili, si presenta comunemente con la tipica forma a ventaglio. La copertura vegetale è presente, ad eccezione dei tratti interessati da colate molto recenti.

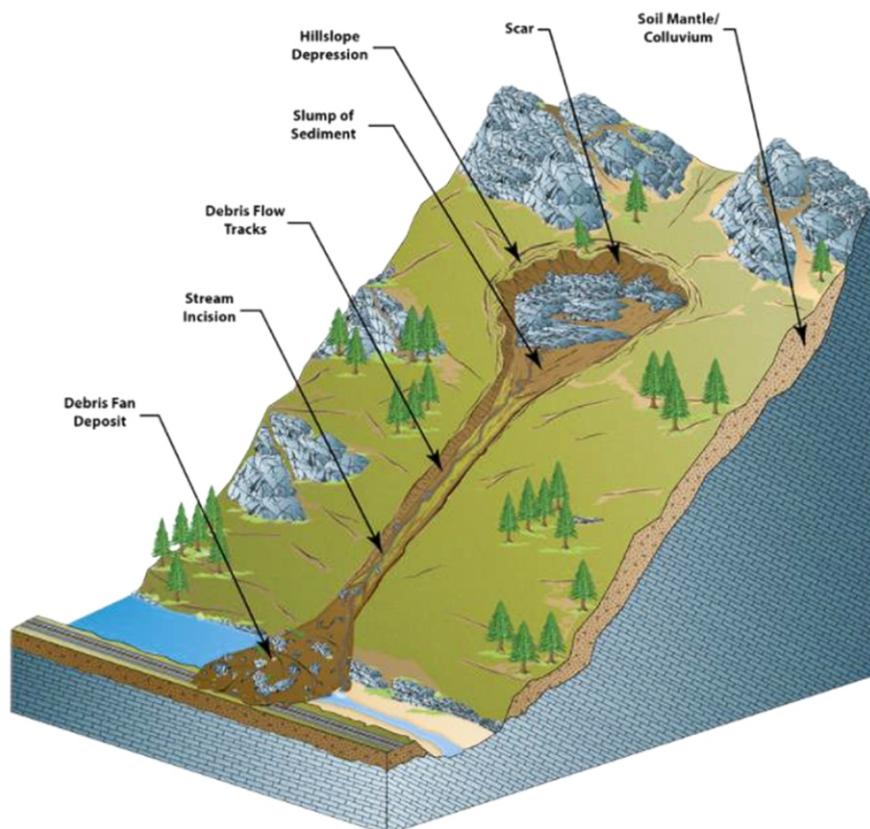


Fig. 4 - Schema degli elementi morfologici di una colata detritica (www.wsgs.wyo.gov/hazard/landslides).

I DEBRIS FLOWS NELLE DOLOMITI

Come visto in precedenza, le Dolomiti costituiscono un ambiente ideale per la formazione di fenomeni di colata detritica. La conformazione topografica e geomorfologica permette una cadenza che in molte situazioni è annuale. Spesso la cronaca è interessata da notizie legate a tali fenomeni,

alcuni dei quali sono famosi per le implicazioni che hanno sulla rete di comunicazione. Di seguito si riportano alcuni esempi di debris flow nelle Dolomiti.

Acquabona: a Sud di Zuel è presente uno dei bacini di colata più conosciuti, sia per dimensioni che per frequenza. L'acqua raccolta dall'immenso gruppo roccioso del Sorapis, soprattutto in seguito a temporali di forte intensità, raggiunge le sottostanti falde detritiche dove il materiale (generalmente dolomie triassiche e calcari giurassici) nell'area di innesco è sempre presente grazie ai crolli delle soprastanti pareti. All'interno del canale, ben definito dagli argini, possono essere trasportati fino a oltre 30.000 m³ di materiale, come rilevato negli eventi maggiori, che raggiungono in poco tempo il fondovalle (Fig. 5).



Fig. 5 - Il debris flow di Acquabona.

Cancia: tristemente famoso per le notizie di cronaca di non molti anni fa, anche il debris flow di Cancia si sviluppa nella valle del Boite, traendo il suo bacino di innesco dalle falde detritiche dell'Antelao. Anche in questo caso si tratta prevalentemente di dolomie tardo triassiche e calcari giurassici accumulatisi alla base delle pareti rocciose in seguito ai crolli che frequentemente si susseguono su questa montagna. Dati presenti in letteratura indicano che l'evento del 1996 ha portato a valle circa 40.000 m³ di materiale, interessando direttamente il paese.

Rio Gere: sul versante orientale del Passo Tre Croci è presente una profonda incisione all'interno della falda detritica, nella quale si sviluppano frequentemente fenomeni di debris flow. Si tratta generalmente di eventi di diverse migliaia di metri cubi, che percorrono l'incisione e, in base all'energia, arrestano il loro percorso ad altezze diverse. Tali depositi possono essere poi riattivati sia come colata detritica sia come trasporto solido.

Ronch de Buos: spostandosi in Agordino, appena dopo la conca di Agordo, in prossimità della località Ronch de Buos è presente una colata detritica che in caso di eventi straordinari può interessare la Strada Regionale 203 "Agordina". Tale frana si genera dai crolli che avvengono dalla parete del Mont Alt di Framont, anche in questo caso rocce carbonatiche, che terminano il loro percorso nel fondovalle in corrispondenza dell'alveo del Cordevole (Fig. 6).



Fig. 6 - Il debris flow di Ronch de Buos.

La lista di colate detritiche nelle Dolomiti è molto lunga (a titolo di ulteriore esempio, Figg. 7a, 7b) e non è compito del presente lavoro proporla. Naturalmente gli esempi riportati sono relativi ad alcuni fenomeni di grandi dimensioni, spesso presenti sulle pagine di cronaca, ma è tuttavia evidente come un ambiente con tali caratteristiche geologiche e morfologiche possa facilmente generare questi fenomeni, anche di piccole dimensioni. Infine, si ricorda che le Prealpi non sono completamente esenti da questo tipo di frane: si citano a titolo di esempio le colate detritiche di Villa-ga, di Carpen e di Caorera.



Fig. 7a - Colata scesa dalla Fessura del Pelmo verso la Val d'Arcia, che ha interrotto il sentiero tracciato dalle truppe alpine. (Foto di G. Alberti del 1995).



Fig. 7b - Colata scesa dalla Fessura del Pelmo verso la Val d'Arcia, che ha interrotto il sentiero tracciato dalle truppe alpine. (Foto di G. Alberti del 1997).

CONCLUSIONI

I debris flow sono fenomeni pericolosi e distruttivi, ma allo stesso tempo scientificamente molto affascinanti. In Internet si trovano numerosi video di colate detritiche, anche dell'area dolomitica: quello che più stupisce è come un corpo solido come un ghiaione riesca a muoversi con le stesse caratteristiche di un fluido. Massi grandi come automobili galleggiano come foglie sul pelo dell'acqua e volumi di piccole dimensioni fluttuano all'interno di una colata come se si trattasse di cereali nel latte.

Sono tuttora moltissimi gli studi in corso per cercare di comprendere i segreti di questi fenomeni, e la letteratura si aggiorna di continuo con nuove leggi e formule in grado di descrivere tali frane. In questo articolo è stato tracciato un quadro generale delle colate detritiche, con l'intenzione di far conoscere una tipologia di frana estremamente complessa. Il paesaggio dolomitico, famoso in tutto il mondo, è tale grazie anche a questi fenomeni che permettono il continuo rimodellamento delle falde detritiche. Un piccolo esempio di situazione in cui l'uomo tende a provare meraviglia e terrore... Insomma, un piccolo esempio di “sublime”.

Matteo Isotton

* Geologo, socio del Gruppo Natura Bellunese, grupponatura78@gmail.com

BIBLIOGRAFIA

- ANCEY C., *21 - Debris flow and Related Phenomena*. In N.J. Balmforth and A. Provenzale (Eds.): LNP 582, pp. 528-547, 2001.
- CALVO E. et al., *Progetto carta dei tipi forestali – relazione finale*. ERSAF e Regione Lombardia, Marzo 2006.
- Carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50000 – Foglio Belluno 063 – 2000.*
- Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000 – Foglio Belluno 063 – 1996.*
- CESCA M., *Studio dei meccanismi di deposizione dei debris flow: integrazioni tra esperienze di laboratorio, analisi di campo e modellazioni numeriche*. Tesi di dottorato di ricerca in Idronomia Ambientale ciclo XX, Università degli Studi di Padova, Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali, 2008.
- CRUDEN D.M. & VARNES, D.J., *Landslides: Investigation & Mitigation*. Landslides, Vol. 6, 1996.
- JOHNSON R.M. & WARBURTON J., *Regional Assessment of contemporary debris-flow activity in Lake District mountain catchments, northern England: occurrence, scale and process*. In: *Debris-Flow Hazard Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Rickenmann & Chen (eds), Millpress, Rotterdam, pp. 965-976; 2003.
- HUNGR O., *Analysis of debris flow surges using the theory of uniformly progressive flow*. Earth Surface Processes and Landforms, 25(5), 483–495; 2000.
- HUNGR O., EVANS S.G., BOVIS M.J., HUTCHINSON J.N., *A review of the classification of landslides of the flow type*. Environmental & Engineering Geoscience, Vol. VII, No. 3, pp. 221-238, August 2001.
- HUTCHINSON J.N., *Landslide Hazard Assessment. Keynote Paper*. In: BELL D.H., Ed., *Landslides, Proceeding of 6th International Symposium on Landslides*. Christchurch, Vol. 1, Balkema, Rotterdam, 1805-1841, 1995.
- MARCHI L. e D'AGOSTINO V., *Estimation of debris flow magnitude in the eastern Italian Alps*. Earth Surface Processes and Landforms, 29, 207-220; 2004.
- MARCO F. e FORLATI F., *Pericolosità geologica in conoide: ricerca bibliografica e analisi critica*. Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale – Piemonte, Settore Studi e Ricerche Geologiche – Sistema Informativo Prevenzione Rischi; 2002.
- MORLOTTIE., *Funzione del bosco nella fase di arresto del debris flow*. Scuola di Dottorato di Ricerca in Innovazione Tecnologica per le Scienze Agro-Alimentari e Ambientali XXIII ciclo, 2010.
- TAKAHASHI T., *Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*. Annual Review of Fluid Mechanics, Vol. 13, 2007.
- VANDINE D.F., *Debris flow control structures for forest engineering*. Res. Br., B.C. Min. For., Victoria, B.C., Work. Pap. 08/1996.
- VARNES D.J., *Landslide Hazard Zonation: A Review of Principles and Practice, Natural Hazards*. UNESCO, Paris, 1984.

CADUTO UN MONTE PRESSO VEDANA, IL FIUME CORDEVOLE, RIVOLGENDO ALTROVE IL CORSO, LASCIÒ L'ANTICO ALVEO. Paleoidrografia del T. Cordevole all'ingresso della Val Belluna.

Massimo Marcer *

INTRODUZIONE

Volgendo lo sguardo allo sbocco del Canale d' Agordo nella Val Belluna, il francescano Antonio Cambruzzi (1623-1681) riporta che

"... l'anno 1117 seguì un grandissimo terremoto, ... caduto un monte presso Vedana, nel territorio Feltrino, chiamato Marciano Per questa caduta il fiume Cordevole, che da quella parte divide il Feltrino dal Bellunese, rivolgendo altrove il corso, lasciò l'antico alveo, per cui poco lungi dalla villa di San Pietro di Sospirolo si congiungeva col fiume Misso, scorrendo di presente alla radice del monte rovinato. Restò per questa diversione del fiume prodotto un lago di non molta grandezza, ma abbondante di pesci, e molto opportuno pel bisogno de' padri Certosini del sontuoso Monastero di Vedana ivi vicino".

LA FRANA DEL MONTE PERON E L' EVOLUZIONE IDROGRAFICA DEL T. CORDEVOLE NEGLI STUDI PASSATI

Alla fine del Pleistocene (20.000-14.000 anni cal. BP) con il ritiro dei ghiacciai e la scomparsa di permafrost conseguente l'innalzamento della temperatura, nella Val Belluna ebbero luogo numerose frane tra le quali particolare importanza riveste quella del M. Peron o delle Masiere di Vedana la cui genesi, cinematica e datazione sono tuttora avvolte da un velo di incertezza.

Le Masiere di Vedana sono state interpretate come una semplice frana (Von Klipstein, 1843), un deposito frontale del ghiacciaio del Cordevole (Hoernes, 1892), una frana trasportata da un ghiacciaio durante il Tardoglaciale⁽¹⁾ (Mazzuoli, 1875; Squinabol, 1902; Dal Piaz, 1912; Venzo, 1939), il risultato di una catastrofica alluvione dovuta al crollo di una diga naturale (Taramelli, 1883), l'effetto combinato di una prima frana caduta sul ghiacciaio del Cordevole seguito poi da una seconda frana evolutasi in rock avalanche⁽²⁾ (Pellegrini, 2000; Pellegrini et al., 2006; Giordano, 2015), di una piccola frana seguita da una rock avalanche più grande (Genevois et al., 2006) oppure di un singolo evento (Rossato et al., 2020 e Zolitsckha et al., 2021) di rock avalanche. Neppure sull'età c'è un unanime consenso: da una prima ipotesi di età Tardoglaciale-Olocene (Pellegrini et al., 2006; Pellegrini, 2018; Giordano, 2015) si passa all'età storica (Piloni, 1607; Miari, 1830), all'epoca Tardo-Romana e l'Alto Medioevo (Rossato et al., 2020) e al. 940 a.C. (Zolitsckha et al., 2022).

¹ Tardoglaciale, traduzione dell'inglese Lateglacial: complesso di eventi che hanno caratterizzato la transizione climatica tra l'ultima culminazione glaciale dell'ultima glaciazione e l'inizio dell'interglaciale attuale, cioè dell'Olocene (Ravazzi, 2005).

² Colata estremamente rapida di roccia fratturata che ha origine da un ampio scivolamento o da un crollo di roccia. Questo fenomeno riguarda lo scivolamento asciutto di una enorme quantità di roccia fratturata, che si muove come un flusso semicoerente (Regione Piemonte, 2011).

Per quanto riguarda invece la storia idrografica del T. Cordevole, sembra esserci minore dissonanza tra gli studiosi: Piero Valeriano (metà del 1500) e Miari (1845) scrivono di un cambio del percorso del T. Cordevole, Squinabols (1902) segnala la presenza di un paleoalveo presso località Sasset mentre Dal Piaz (1912) e Venzo (1939), solo per segnalare alcuni studiosi, associano la valle dove attualmente scorre il Rio Ramon all'alveo principale, ora abbandonato, del T. Cordevole. È il Taramelli (1881) che aggiunge un nuovo tassello scrivendo che *...a spiegare ...la dispersione del materiale franato sin presso Sedico ...non dobbiamo dimenticare l'effetto di una probabile rottura della diga che quello scoscendimento avrà creato alle acque del Cordevole, così da produrre un lago temporaneo* (Alfieri, 2022), un'ipotesi condivisa, seppur parzialmente dal Fratini (Brentari, 1887). Solo recentemente l'ipotesi del lago viene ripresa da vari studiosi (Lacquiniti, 1947; Giordano, 2015; Pellegrini, 2018; Rossato et al., 2020), ma è con Zolitsckha (2022) che si stima la sua durata e con Marcer (2022) che si calcola la sua estensione.

A causa della non univoca datazione dell'evento franoso, risulta difficile elaborare un'evoluzione idrografica postglaciale univoca per il T. Cordevole. Ecco la ragione a causa della quale l'analisi della paleoidrografia del T. Cordevole al suo ingresso nella Val Belluna, verrà suddivisa in quattro eventi temporali, indipendenti dalle modalità e dalle tempistiche associate alla frana:

- situazione durante l'ultima deglaciazione;
- situazione pre-evento (di frana) ovvero l'intervallo di tempo compreso tra la fine dell'ultima deglaciazione e l'istante immediatamente precedente la frana;
- frana del M. Peron, inteso come l'intervallo di tempo durante il quale è avvenuto il fenomeno di frana e di tutti i processi a esso collegati nonché la loro stabilizzazione;
- situazione post-evento (di frana) che comprende l'intervallo temporale compreso tra la fine dell'evento di frana e oggi.

RETICOLO IDROGRAFICO

L'impostazione iniziale del reticolo idrografico è da riportare a una superficie originaria di cui non si conoscono né i lineamenti né le prime fasi di erosione e di deposizione. Secondo Stefanini (1915), l'attuale reticolo idrografico è un'eredità del Miocene Superiore⁽³⁾ durante il quale la valle del Cordevole, come pure quella del Piave, si è impostata in seguito al sollevamento della catena alpina (fase Neoalpina) avvenuto tra l'Oligocene Superiore e il Pliocene Inferiore⁽⁴⁾. La Val Belluna è una larga valle tettonica modellata al nucleo di una piega sinclinale⁽⁵⁾ originariamente percorsa, nella parte più occidentale, dal T. Cordevole mentre il Piave percorreva la Valle di S. Croce e la Val Lapisina raggiungendo Vittorio Veneto. Solo nel tardo Pleistocene⁽⁶⁾ a seguito della frana del Fadalto, il Piave deviò⁽⁷⁾ il suo corso principale verso la Val Belluna e la stretta di Fener-Quero, quest'ultima aperta nel tardo Pliocene⁽⁸⁾ dal T. Cordevole (Zanferrari et al., 1982) in concomitanza al sollevamento dell'anticlinale Cesen-Visentin.

³ Miocene Superiore: Intervallo di tempo compreso tra 11,6 e 5,5 Milioni di anni (Ma) fa.

⁴ Oligocene Superiore - Pliocene Inferiore: intervallo di tempo compreso tra 28,4 e 3,6 Ma fa.

⁵ Piega in cui la curvatura degli strati rocciosi presenta normalmente la sua convessità orientata verso il basso, al nucleo si trovano rocce di età più giovane rispetto a quelle degli strati esterni.

⁶ Pleistocene Superiore, da circa 12,6 a 11,7 migliaia di anni (ka) fa .

⁷ In realtà in una fase antecedente l'interglaciale Riss-Würm (132-116 ka), a ridosso del M. Serva il paleoPiave aveva una via di deflusso verso il Vallone Bellunese (Pellegrini & Zambrano, 1979).

⁸ Pliocene Superiore: 3,6-2,6 Ma fa.

Se lo Schwinner (1923) ipotizzava, erroneamente, l'esistenza di un T. Cordevole che percorreva il solco orografico longitudinale Agordo-Primiero (Fig. 1), la più antica testimonianza della presenza di un torrente nella Val Belluna si può far risalire all'interglaciale Riss-Würm, nel corso del quale vennero depositati i Conglomerati di Roe (Sass Muss) e di Mezzacasa (Venzo, 1936; Caneve, 1985; Pellegrini et al., 1985). Questi poggiano sulla Marna di Bolago (Burdigaliano p.p.) alla quota di 330 m s.l.m. che rappresenta il livello di base raggiunto dall'allora T. Cordevole prima della deposizione del conglomerato stesso (Marzemin, 1988). Il livello massimo, coincidente con il tetto dell'affioramento, è invece posto a 380 m s.l.m., 55 m superiore al T. Cordevole attuale che a Mezzacasa scorre a 325 m s.l.m. (Caneve, 1985; Marzemin, 1988). I conglomerati sono costituiti da litologie che comprendono tutte le rocce della serie dolomitica e presentano, trascurando la loro cementazione, tutte le caratteristiche delle attuali alluvioni del T. Cordevole (Caneve, 1985). Sono quindi i testimoni di quello che resta dell'antico alveo del T. Cordevole e rappresentano la formazione quaternaria più antica presente nella zona, anche se non è esclusa la presenza di depositi anteriori sepolti.

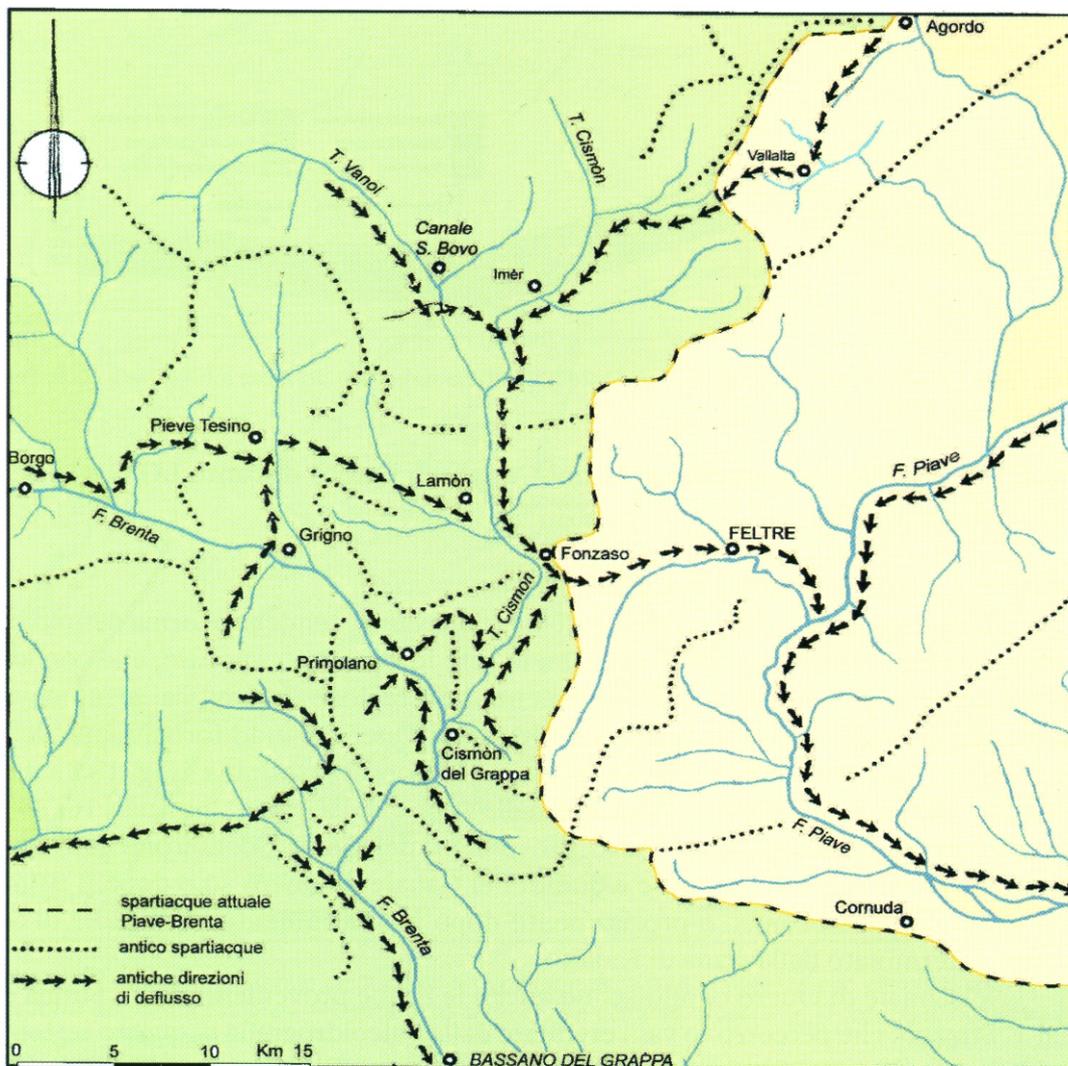


Fig. 1 - Antica idrografia del Feltrino, del Vallone Bellunese e della Valsugana (Schwinner, 1923; Tessari, 1973).

Durante l'interglaciale Riss-Würm esisteva quindi una vasta piana alluvionale che si estendeva dalle falde del M. Sperone fino alla scarpata in roccia che decorre da Landris a Vignole (Fig. 2) e che raggiungeva, nel periodo di massimo alluvionamento, la quota di circa 380 m slm. Con il successivo abbassamento del livello di base e con l'erosione ad opera dei T. Cordevole e T. Mis, iniziò il terrazzamento dei depositi che portò, al termine dell'interglaciale, all'obliterazione di gran parte dei depositi lasciando, dell'antico terrazzo alluvionale, solo i due lembi attuali (Fig. 3).

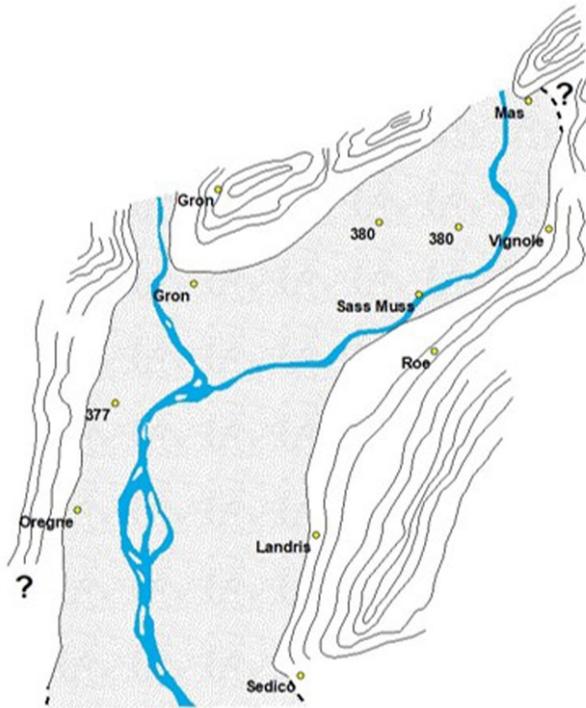
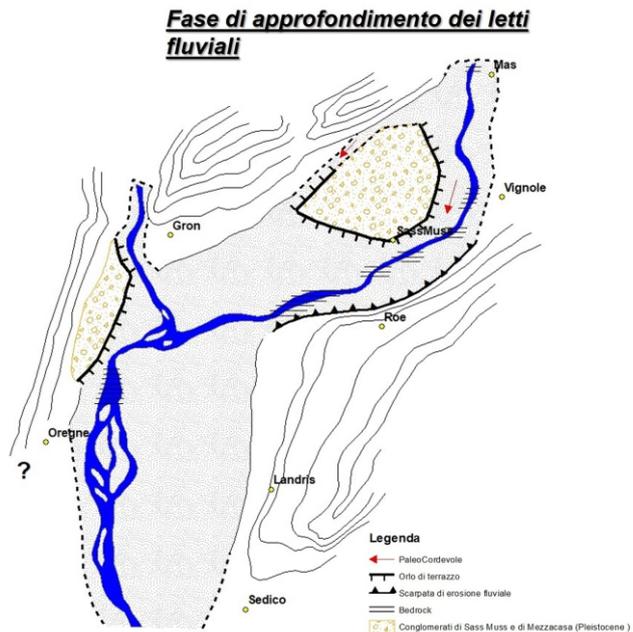


Fig. 2 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Sedico-Mas nell'interglaciale Riss- Würm (?) durante la fase di massimo colmamento alluvionale. Le cifre indicano le quote raggiunte con certezza dal letto dei torrenti Mis e Cordevole (Caneve, 1985).

Fig. 3 - Ricostruzione paleogeografica dell'area Sedico-Mas nell'interglaciale Riss-Würm (?) durante la fase di approfondimento dei letti fluviali che precedette la glaciazione würmiana. Sono indicati i limiti più probabili dei terrazzi alluvionali antichi, la scarpata di erosione fluviale di Roe Alte, le aree in cui affiorava il substrato roccioso e i paleoalvei interglaciali del Cordevole (Caneve, 1985).



I vasti ghiacciai che hanno percorso le nostre vallate hanno lasciato un'impronta caratteristica costituita dalla particolare morfologia denominata “valle in valle” (Fig. 4) rappresentata, oltre dalle tipiche valli a U, dalla presenza al loro interno di forre. Montgomery e Korup (2011) studiando le forre presenti nelle Alpi Svizzere, notarono che le forre si formarono attraverso molteplici stadi glaciali e interglaciali riuscendo quindi a sopravvivere alle ripetute glaciazioni. Le loro modalità di crescita e sviluppo sono strettamente legate all'erosione subglaciale (Sharpe e Shaw, 1989) e all'effetto combinato dell'acqua di fusione subglaciale durante le glaciazioni e dei proces-

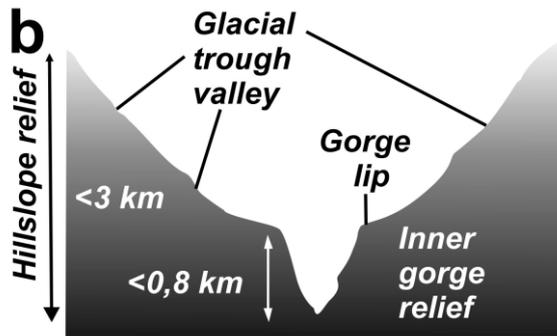


Fig. 4 - Morfologia ideale delle forre incise in un substrato roccioso (Montgomery e Korup, 2011).

si fluviali durante le fasi interglaciali (Stucki et al., 2012). Il loro approfondirsi è dovuto, durante il ciclo glaciale alla presenza di ioni carbonatici e solfatici provenienti dalle rocce del substrato in soluzione nell'acqua pressurizzata dei torrenti subglaciali mentre, durante il successivo ciclo interglaciale, dall'azione delle acque di fusione ricche in sedimenti (Montgomery et al., 2011). Se le forre presenti nelle Alpi Settentrionali si sono progressivamente approfondite durante i molteplici cicli glaciali e interglaciali

per il Sudalpino, oltre a quanto visto sopra, si deve anche aggiungere l'effetto dovuto all'evento messiniano⁽⁹⁾. Abbiamo quindi convincenti argomentazioni scientifiche per ipotizzare che la forra di Ponte Mas (Fig. 5) incisa nella Arenaria di Orzes (Burdigaliano p.p. – Aquitaniano p.p.), iniziò a svilupparsi presumibilmente in concomitanza con l'inizio dell'attività legata alla Linea di Belluno (Miocene Superiore - Pliocene Inferiore)⁽¹⁰⁾, quindi molto prima dell'Ultimo Massimo Glaciale⁽¹¹⁾ o LGM (Last Glacial Maximum) e il fatto che sia di origine antecedente al LGM, gioca un ruolo fondamentale nella storia idrografica del T. Cordevole.



Fig. 5 - Forra di Ponte Mas (foto Marcer, 2021).

⁹ Per una chiara spiegazione dell'evento vedi: <https://www.ingv.it/it/stampa-e-urp/stampa/comunicati-stampa/2728-quando-il-mediterraneo-divenne-una-profonda-valle-arida-conseguenze-della-crescita-della-calotta-polare-antartica>. Sito verificato in data 23 gennaio 2023.

¹⁰ Miocene Superiore - Pliocene Inferiore: intervallo temporale compreso tra 11,6 e 3,6 Ma fa.

¹¹ LGM: periodo durante il quale vi fu la massima espansione dei ghiacci nel corso dell'ultima glaciazione o Würm (circa 20 ka fa).

PALEOIDROGRAFIA DEL T. CORDEVOLE - SITUAZIONE DURANTE L'ULTIMA DEGLACIAZIONE

Il Canale d'Agordo, poco prima dello sbocco nella Val Belluna, presenta un restringimento – stretta di S. Gottardo – oltrepassato il quale, grazie alla maggiore superficie a disposizione, il ghiacciaio del Cordevole poteva liberamente espandersi nella Val Belluna con la diminuzione sia della sua pendenza e sia, soprattutto, della sua altezza. Quando il tetto del ghiacciaio era tale da posizionarsi nell'intorno dei 400-450 m slm, il ghiacciaio aggirava l'ostacolo della dorsale Piai-Castel Cuch dividendosi in due lembi principali aventi direzioni diverse: una verso sud attraverso Ponte Mas (punto “a” Fig. 6) e una con una direzione parallela alla valle del Rio Ramon⁽¹²⁾ (punto “b” Fig. 6). Di minore importanza sono invece due vie di deflusso del ghiacciaio: la prima in sinistra orografica del T. Cordevole dove è tuttora visibile il paleoalveo di origine fluvioglaciale (freccia piccola a destra del punto “a” in Fig. 6) che dalla Madonna di Pescul passando per la quota 370 m slm circa, fluiva verso il Pian de le Fede e Prapavei (Pellegrini e Caneve, 2005) e la seconda in destra orografica, attraverso la “Forcella” (freccia piccola con direzione ortogonale al punto “b” in Fig. 6) dell'asse Castel Cuch-Piai.



Fig. 6 - Principali vie di deflusso del ghiacciaio del Cordevole (Piat, 2021, comunicazione personale).

Analizzando in dettaglio la topografia dell'area compresa tra la stretta di San Gottardo e il Lago di Vedana (ellissoide rosso di Fig. 7), poco a monte della Certosa di Vedana e a una quota di 400 m slm circa, è evidente la presenza di un paleoalveo. Il ghiacciaio del Cordevole, oltrepassato il promontorio di San Gottardo, in destra orografica creava una zona d'ombra, ovvero una zona libera dal ghiaccio all'interno della quale fluivano le acque di fusione che modellarono il paleoalveo (freccia rossa presente nelle sezioni riportate in Fig. 8) il cui percorso (linea tratteggiata rossa in

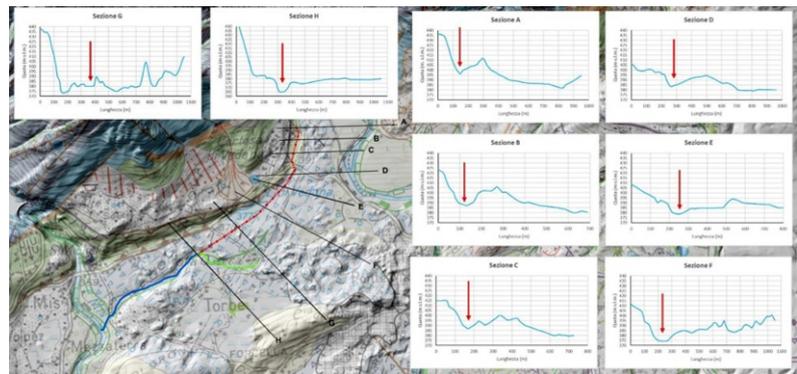
¹² Una valle larga mediamente 40-50 m, con un fondo piatto delimitato da scarpate la cui altezza varia da un minimo di 8 m sul lato nord a un massimo di 30 m su quello posto a sud. Il fondo della valle è cosparso di massi, alcuni di enormi dimensioni (3.000 m³), alcuni ben piantati nei sedimenti, altri appoggiati sulla superficie del terreno o direttamente sul substrato roccioso (Flysch di Belluno), probabilmente liberati dall'erosione del T. Cordevole. Si riconoscono ciottoli fluviali (piatti e arrotondati) caratteristici della valle del Cordevole (ignimbriti, andesiti) (Giordano, 2015).

Fig. 8), si raccorda perfettamente con il Rio Ramon (linea continua blu in Fig. 8). Possiamo quindi azzardare l'ipotesi che questo paleoalveo altro non è che l'originario alveo che il Rio Ramon percorreva alla fine dell'ultima glaciazione⁽¹³⁾ precisamente nel momento in cui la lingua glaciale aveva la fronte in prossimità della Certosa di Vedana. Per di più, la dinamica fluvio-glaciale corre-



Fig. 7 - Area d'indagine compresa tra la stretta di San Gottardo e il Lago di Vedana (elaborazione Marcer, 2021).

Fig. 8 - Inquadramento topografico e sezioni relative al paleoalveo del Rio Ramon con sfondo carta geomorfologica delle Masiere di Vedana nel Vallo Bellunese (Pellegrini, Caneve, 2005; elaborazione Marcer, 2022).



lata a questa ipotesi giustificerebbe la morfologia della valle del Rio Ramon, una valle che risulta essere nettamente sovradimensionata rispetto al rio che attualmente la percorre. Dalla parte frontale del ghiacciaio del Cordevole, le acque del torrente fluvio-glaciale fluivano con direzione meridionale attraverso la preesistente forra di Ponte Mas.

SITUAZIONE PRE EVENTO

La paleoidrografia del T. Cordevole tra la fine della deglaciazione e la frana stessa risulta essere molto semplice: il T. Cordevole uscendo dal Canale d'Agordo si divideva in due rami. Il principale scorreva verso sud attraverso la forra di Ponte Mas mentre il ramo secondario fluiva verso le Torbe, Vedana. Non è certa la presenza del Lago di Vedana la cui origine rappresenta un altro tema irrisolto della zona. Se i precedenti studi gli attribuivano un'età antecedente alla frana con un'origine di natura morenica (Giordano et al., 2002) oppure dovuta dal riempimento di una

¹³ Caneve (1985) attribuisce al paleoalveo in questione un'età pre-Würmiana.

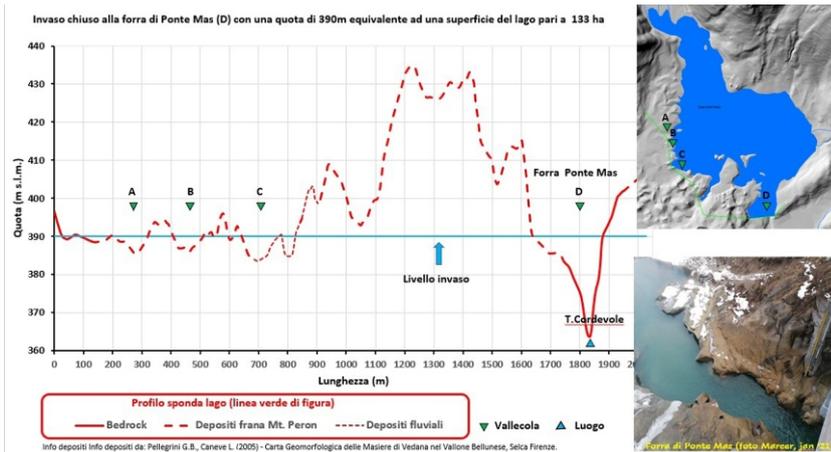


Fig. 9 - Lago del Peron: a sinistra il profilo della sponda del lago in cui sono indicate le vallecole originatesi a causa del deflusso delle acque; in alto a destra forma dell'invaso chiuso alla forra di Ponte Mas rappresentata dalla foto in basso a destra (Marcer, 2022).

depressione topografica generata dal ristagno di ghiaccio morto ora sciolto (Caneve, 1985), attualmente viene identificato come un lago di sbarramento o landslide-dammed lake originatosi a causa dell'evento di frana (Zolitschka et al., 2022; Marcer, 2022; Bertini, 2023) e quindi di età posteriore.

FRANA DEL M. PERON

Avviene la frana che, come precedentemente discusso, si sviluppa con modalità e datazione che sappiamo essere, ad oggi, non del tutto chiare. Con un volume valutato in circa 170 Mm^3 (Rossato et al., 2020), i depositi di frana sono costituiti da tutte le litologie presenti sul M. Peron (Calcarei Grigi, Calcarea del Vajont, Rosso Ammonitico e Formazione di Fonzaso) e si distribuiscono su una superficie di circa 9 km^2 .

In prossimità di Ponte Mas si ha l'ostruzione della forra a causa dei depositi della frana stessa. Si origina un lago ("Lago del Peron", Fig. 10) che al momento della sua massima estensione raggiunge i 133 ha di superficie con lo sfioro⁽¹⁴⁾ posto a 390 m s.l.m. (Marcer, 2022). Al completo riempimento del lago, attraverso le vallecole A, B, C di Fig. 9, le acque si riversano verso la zona di Vedana e delle Torbe dando origine al "Lago di Vedana", un secondo lago di circa 8 ha di superficie e con uno sfioro posto a 380 m s.l.m. con le acque che defluivano sia verso la valle del Rio Ramon e quindi verso il T. Mis, sia verso la zona delle Torbe dove, sommandosi a quelle provenienti dal Lago del Peron, andavano ad alimentare il "Lago delle Torbe"⁽¹⁵⁾, contiguo al precedente, con una superficie di circa 49 ha e il cui emissario sfociava nel T. Mis presso la località di Pradalt (Fig. 10).

Oggi, la testimonianza dei 3 antichi laghi è rappresentata dalla presenza dei terrazzi pianeggianti di Torbe, di Vedana e del Peron, tutti posti alla quota di $\sim 380 \text{ m}$ (Rossato et al., 2020). Nella zona di Ponte Mas, dove si ha l'ostruzione della forra omonima, il deflusso delle acque del lago avviene costeggiando il fianco meridionale di Castel Cuch come testimoniato dal paleocanale ancora riconoscibile (Caneve, 1985) dando origine a due piccoli laghi di 8 ha e $2,8 \text{ ha}$ di superficie, denominati "Laghi?" in quanto l'unica testimonianza – indiretta – è l'attuale presenza di due piccole torbiere.

Ora è solo questione di tempo. Con il deflusso delle acque si è innescata l'erosione dei depositi di frana costituenti l'ostruzione di Ponte Mas e dopo circa 350 anni (Zolitschka et al., 2022), la diga cede. La vita del Lago del Peron, stimata in 350 anni risulta essere comparabile con quella stimata

¹⁴ Caneve (1985) attribuisce al paleoalveo in questione un'età pre-Würmiana.

¹⁵ La distinzione tra "Lago di Vedana" e "Lago delle Torbe" è solo accademica trattandosi, in realtà, di un unico grande lago con una superficie di circa 57 ha .

BIBLIOGRAFIA

- ALFIERI M., *Torquato Taramelli. Storie e ricerche nel bellunese*. Vividolomiti Edizioni, Belluno, 2022.
- ANDRICH O., CASSOL M., CREPAZ A., DALL'ASTA A., DECET F., GNECH R., LASEN C. e TOFFOLET L., *Lago e torbe di Vedana*: programma comunitario "LEADER II" GAL2 – Prealpi e Dolomiti Bellunesi e Feltrine.
- BRENTARIO., *Guida storico-alpina di Belluno - Feltre - Primiero - Agordo - Zoldo*. Ristampa anastatica Atesa Editrice, 2001, Bologna 1981 per Nuovi Sentieri Editore, 1887.
- CAMBRUZZIA., *Storia di Feltre Vol. I*, Premiata tip. sociale Panfilo Castaldi, Feltre, 1875.
- CANEVE L., *Geomorfologia delle marocche di Vedana nel Vallone Bellunese*, Tesi di Laurea inedita. Università di Padova, 1985.
- GIORDANO D., TOFFOLET L., *Il paesaggio nascosto. Viaggio nella geologia e nella geomorfologia del Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi*, Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi, Feltre, 2002.
- DE ZORZI M., *Studio geologico del monte Peron e dei suoi depositi di frana*, Tesi di Laurea inedita. Università di Padova, 2011.
- DE ZORZI M., *The Peron Mount rock avalanches: ³⁶Cl exposure age dating*, Tesi di Laurea inedita. Università di Padova, 2013.
- GIANOLLA P., CAGGIATI M. e RIVAA., *Note illustrative del F° 046 LONGARONE, Carta geologica d'Italia alla scala 1: 50.000*, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, 2022.
- GIORDANO D., *Le Masiere di Vedana aspetti geologici. La frana del Monte Peron*. in: Pro Loco Monti del Sole di Sospirolo a cura di Alba Barattin e Francesco Bacchetti (ed), L'Oro di Cornia la natura e gli uomini nel paesaggio delle Masiere di Vedana. Topografia Piave, Belluno, 2015.
- MARCER M., - *Paleoidrografia del torrente Cordevole nella Val Belluna*, Tesi di Laurea inedita. Università di Padova, 2022.
- MARZEMIN A., *Geomorfologia del versante settentrionale del Vallone Bellunese tra i paesi di S. Giustina e Mis*, Tesi di Laurea inedita. Università di Padova, 1988.
- MONTGOMERY, D., KORUP, O., Preservation of inner gorges through repeated Alpine glaciations. *Nature Geosci* 4, 62–67, 2011. <https://doi.org/10.1038/ngeo1030>
- PELLEGRINI G.B., ALBANESE D., BERTOLDI R. e SURIAN N., *La deglaciazione alpina nel Vallone Bellunese, Alpi Meridionali Orientali*. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria. Supplementi*, 7, 271-280, 2005.
- PELLEGRINI G.B., SURIAN N. & ALBANESE D., *Landslide activity in response to Alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy)*, *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 29, 185-196, 2006.
- RAVAZZI C., *Il Tardoglaciale: suddivisione stratigrafica, evoluzione sedimentaria e vegetazionale nelle Alpi e in Pianura Padana*, *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, 82, 2005.
- ROSSATO S., IVY-OCHS S., MARTINI S., VIGANÒ A., VOCKENHUBER C., RIGO M., MONEGATO G., DE ZORZI M., SURIAN N., CAMPEDEL P. & MOZZI P., *Timing, drivers and impacts of the historic Masiere di Vedana rock avalanche (Belluno Dolomites, NE Italy)*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 20, 2157-2174, 2020. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-2157-2020>
- SHARPE, D.R. SHAW J., *Erosion of bedrock by subglacial meltwater*, *Cantley, Quebec. Society of America Bulletin* · August 1989.
- STUCKI M.D., SCHLUNEGGER F, CHRISTENER F, OTTO J.C. & GÖTZ J., *Deepening of inner gorges through subglacial meltwater - An example from the UNESCO Entlebuch area, Switzerland*. *Geomorphology* 139-140, 2012.
- ZOLITSCHKA B., POLGAR I.S. & BEHLING H., *Created by the Monte Peron rock avalanche: Lago di Vedana (Dolomites, Italy) and its sediment record of landscape evolution after a mass wasting event*. *Landslides* 19, 297-311, 2022. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01787-2>
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F. e SAURO U., *Evoluzione Neotettonica dell'Italia Nord Orientale*, *Memorie di Scienze Geologiche*, Vol. XXXV, Pagg. 355-376, Padova, 1982.
- REGIONE PIEMONTE, DIREZIONE DIFESA DEL SUOLO – SETTORE SBARRAMENTI FLUVIALI DI RITENUTA E BACINI DI ACCUMULO 82011) - *Manuale Tecnico Anomalie Sbarramenti*.

STORIA ED EVOLUZIONE DEI GHIACCIAI DOLOMITICI

Giuseppe Perini *

Se pensiamo alle glaciazioni sulle Alpi e all'ultimo massimo glaciale (LGM), circa 20.000 anni fa, che con spessori di ghiaccio di oltre un chilometro copriva tutte le vallate alpine per sfociare poi con varie lingue sino in pianura, ben poco è rimasto. Ed è difficile pensare che “solo” 17-18.000 anni fa, il Ghiacciaio del Piave coprisse la Val Belluna con uno spessore di 800 metri, per poi terminare da una parte verso Quero e dall'altra per la Val Lapisina sino alla pianura trevigiana, con un ampio anfiteatro frontale.

In seguito il clima migliora e in pochi millenni i ghiacci si ritirano fin dove si trovano ora: su in alto nelle montagne.

Tutto frutto dei cambiamenti climatici, sempre esistiti e ora accentuati anche dalle attività umane, con forti emissioni di CO₂ nell'atmosfera, che assieme ad altri gas, sono la causa dell'*effetto serra* responsabile dell'aumento della temperatura a livello globale di 1-1,2 °C rispetto al periodo pre-industriale di fine Ottocento.

Precedentemente, in tempi storici, dopo un leggero miglioramento del clima durante il periodo romano e poi attorno all'anno 1000, un raffreddamento più incisivo del clima tra il 1500 e il 1850 chiamato poi PEG (Piccola Età Glaciale), porta a un'avanzata di tutti i ghiacciai dell'emisfero boreale e anche in Dolomiti, dove lascia poi, con il ritiro, grandi apparati morenici laterali (Ghiacciaio Occidentale del Sorapìs) e frontali come nel caso del Ghiacciaio “Fuori del Froppa” nelle Marmarole. Gli apparati morenici sono il frutto di trasporto a valle e abbandono di grandi quantità di detriti a testimonianza dei limiti massimi raggiunti dal ghiacciaio. Attualmente questi ghiacciai, affossati decine di metri e ricoperti di detriti, sono ben diversi da come li vide il geografo friulano Olinto Marinelli, tra i primi appassionati studiosi di queste forme di “vita” sempre in movimento.

Egli, tra fine Ottocento e inizio Novecento, percorse tutti i ghiacciai delle Dolomiti e delle Alpi Giulie e la mole dei dati raccolti (mappatura e superficie di una quarantina di entità glaciali, lunghezza, larghezza media, variazioni ecc.) vengono pubblicati nel 1910 in un volume dal titolo: “I ghiacciai delle Alpi Venete”. Le variazioni frontali di alcuni anni saranno inoltre raccolte dal neonato Comitato Glaciologico Italiano con sede a Torino fin dal 1895. Con i dati di questi primi studi dei vari operatori, nel 1925 viene pubblicato il primo catasto dei ghiacciai Italiani ad opera del generale Carlo Porro e per le Dolomiti vengono elencati una quarantina di ghiacciai.

In seguito, negli anni '30, alcune ricerche sono state portate avanti dal noto prof. G.B. Castiglioni del dipartimento di geografia di Padova e così negli anni '60 dal Prof. Giorgio Zanon. Dopo la metà degli anni '70 il sottoscritto, come operatore glaciologico, segue con passione i ghiacciai delle Dolomiti Orientali (Cristallo, Sorapìs, Antelao, Marmarole) tutti ricadenti nella provincia di Belluno.

Nel frattempo, nel 1958-59, il C.G.I. pubblica in 4 volumi il catasto dei ghiacciai Italiani. Per **ghiacciaio** si intende un *accumulo naturale di ghiaccio in lento movimento*, dovuto a un processo di fusione e rigelo che dura anche diversi anni e che trasforma la neve fresca in ghiaccio compatto. Più di 60 sono le unità glaciali nelle Dolomiti compreso i **glacionevati** (*formazioni di ghiaccio e neve non più dotati di un movimento*) e i **Rock Glacier** (*colate di pietra con all'interno un nucleo di ghiaccio dotati di un lento movimento*). Attualmente l'Arpav di Arabba porta avanti altri studi

come la **profondità**, tramite georadar, e **variazioni areali, volumetriche e bilancio di massa** che è un rapporto fra le entrate (accumulo) e le uscite (ablazioni) del ghiacciaio, espresso come volume equivalente in acqua in un anno idrologico. Le mutevoli trasformazioni climatiche, che hanno inciso e incidono negativamente sui ghiacciai, hanno fatto sì che uscisse nel 1989 un aggiornamento del vecchio catasto dei ghiacciai Italiani del 1958-59 e di recente (2015) è stato pubblicato un ulteriore aggiornamento (curato dal Prof. Claudio Smiraglia dell'Università di Scienze Naturali di Milano), anche e soprattutto grafico. Questo perché non solo nelle Dolomiti, ma anche in tutte le Alpi, diversi piccoli ghiacciai sono scomparsi, altri ridotti a glacionevati o trasformati in Rock Glacier e altri ancora, sembra un controsenso, sono aumentati, non di estensione, ma di numero, causa la frammentazione del corpo principale, in unità glaciali indipendenti. L'unico caso presente nelle Dolomiti è, per ora, quello del ghiacciaio della Marmolada che, con il forte ritiro, sta smembrandosi in circhi glaciali isolati (Figg. 1-3).

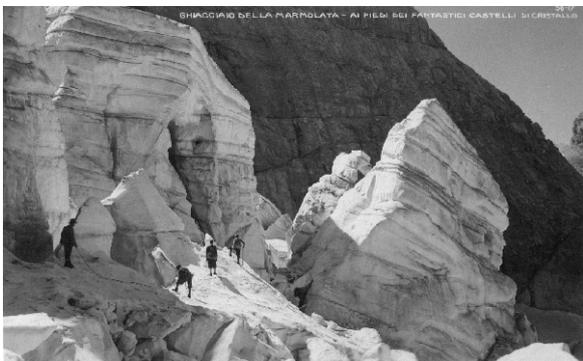


Fig. 1 - Seracchi ghiacciaio Marmolada da vecchia cartolina.



Fig. 2 - Ghiacciaio della Marmolada, grafico posizione della fronte in alcuni anni.



Fig. 3a - Ghiacciaio della Marmolada nel 1942 (foto Bortolo Perini).



Fig. 3b - Ghiacciaio della Marmolada nel 2022 (foto Claudio Somnavilla).

Ora andiamo ad analizzare come sono cambiati i nostri ghiacciai delle Dolomiti nel tempo. La Fig. 4 (dati gentilmente concessi dall'ARPAV), evidenzia come è cambiata la situazione areale in 100 anni (1910-2009) su 27 ghiacciai delle Dolomiti. La diminuzione media è stata di quasi il 50% (-30% negli ultimi 30 anni).

	Ghiacciaio/Campagna	Richter 1888	Marinelli 1910	CGI 1959	WGI 1982	ARPAV 2001	ARPAV 2009	Diff 1910/ 2009	Diff %
1	Antelao Inferiore		0,31	0,29	0,20	0,22	0,19	-0,12	-39,1
2	Antelao Superiore		0,45	0,41	0,37	0,34	0,27	-0,18	-41,0
3	Cantoni		0,16	0,12	0,08	0,09	0,07	-0,09	-56,2
4	Cresta Bianca		0,15	0,15	0,08	0,09	0,08	-0,07	-48,9
5	Cristallo	0,60	0,33	0,35	0,32	0,32	0,24	-0,09	-26,1
6	Cristallo Civetta		0,04	0,03	0,07	0,02	0,02	-0,02	-55,5
7	Fanes		0,11	0,09	0,06	0,05	0,05	-0,06	-53,3
8	Fradusta	1,62	1,07	0,65	0,43	0,28	0,11	-0,96	-89,4
9	Froppa Dentro		0,06	0,04	0,05	0,08	0,03	-0,03	-49,8
10	Froppa Fuori		0,23	0,20	0,17	0,11	0,13	-0,10	-42,7
11	Marmolada Occidentale		0,57	0,47	0,38	0,38	0,31	-0,26	-45,1
12	Marmolada Principale	3,35	3,35	3,05	2,60	1,99	1,60	-1,75	-52,2
13	Meduce Dentro		0,08	0,03	0,05	0,07	0,07	-0,01	-17,5
14	Meduce Fuori		0,22	0,22	0,10	0,10	0,09	-0,13	-58,8
15	Pelmo		0,13	0,13	0,07	0,02	0,01	-0,12	-93,3
16	Popera		0,19	0,17	0,12	0,12	0,12	-0,07	-37,7
17	Popera Alto		0,13	0,14	0,11	0,10	0,09	-0,04	-34,5
18	Popera Basso		0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	-0,01	-19,7
19	Popera Pensile		0,05	0,06	0,07	0,08	0,06	0,01	29,1
20	Sella		0,14	0,06	0,08	0,04	0,01	-0,13	-92,8
21	Sorapis Centrale	0,56	0,22	0,22	0,15	0,15	0,14	-0,08	-35,6
22	Sorapis Occidentale	0,25	0,21	0,25	0,22	0,20	0,19	-0,02	-11,2
23	Sorapis Orientale		0,26	0,31	0,22	0,21	0,17	-0,09	-33,7
24	Tofana Occidentale	0,14	0,09	0,07	0,06	0,08	0,06	-0,03	-35,5
25	Travignolo	0,29	0,14	0,14	0,28	0,31	0,23	0,09	64,4
26	Val D'Arcia		0,15	0,15	0,18	0,29	0,27	0,12	78,4
27	Vernale	0,32	0,28	0,12	0,15	0,10	0,05	-0,23	-82,1
AREA TOTALE			9,18	7,98	6,72	5,91	4,70	-4,48	-48,8

■ Incluso marmolada Occidentale
■ Incluso Popera
■ Incluso Sorapis Orientale
■ Dato approssimativo
■ Dato incerto

Fig. 4 - Variazione areale nel tempo di alcuni ghiacciai delle Dolomiti (fonte ARPAV Veneto-AINEVA). I valori sono espressi in km².

Ma ci sono stati dei ghiacciai, come La Fradusta sulle Pale di San Martino, in cui la percentuale di ritiro è del 90% o il Ghiacciaio del Pelmo che ha perso in 100 anni un'areale pari al 93%. Questi dati, però, sono già vecchi, perché dopo altri 13 anni ad oggi (2022) la situazione è: il Ghiacciaio Superiore dell'Antelao ha perso circa altri 3 ettari di superficie, senza contare lo spessore che nella zona di ablazione è diminuito in media di quasi 1 metro all'anno; il Ghiacciaio del Pelmo si può considerare estinto, come anche il Ghiacciaio della Cresta Bianca, nel gruppo del Cristallo; per il Ghiacciaio della Fradusta (100 anni fa vasto più di 1 km²) la scomparsa è solo questione di pochissimi anni e questo perché ancora nel 2003 c'è stato il distacco del ghiacciaio in due lobi: inferiore e superiore. Ora, il lobo del ghiacciaio coperto da detriti, con la fronte che terminava in un lago proglaciale, è andato esaurendosi in alcuni anni, mentre il ghiaccio rimasto più a monte, si è ridotto nel 2020 a soli 3 ettari (0,03 km²) (Figg. 5a,b).



Fig. 5a - Ghiacciaio della Fradusta nel 1986.



Fig. 5b - Ghiacciaio della Fradusta nel 2016.

Altri, come il ghiacciaio del Fanes, tutto coperto di detriti, si è trasformato in Rock Glacier e l'Orientale del Sorapis è stato declassato a glacionevato. Per altri ghiacciai il ritiro è minore perché protetti dal sole dalle alte cime o in parte coperti da uno spesso strato di detriti, frutto di grosse frane, che ne rallentano l'ablazione superficiale (vedi l'Inferiore dell'Antelao o l'Occidentale del Sorapis e pochi altri).

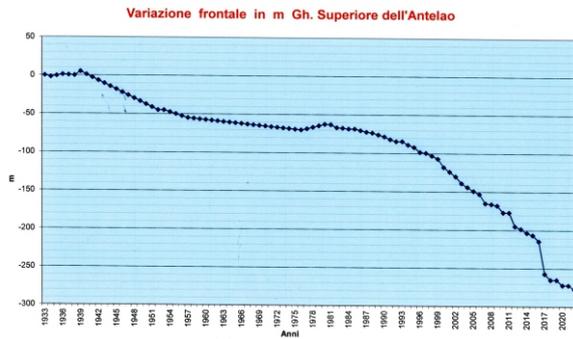


Fig. 6 - Variazione frontale (progressiva) in metri del ghiacciaio Superiore dell'Antelao (1930-2022).

un netto aumento della nevosità invernale. Questa avanzata delle fronti e aumento volumetrico è stata riscontrata, oltre che sui due ghiacciai dell'Antelao, anche sul ghiacciaio del Cristallo e della Marmolada, per rimanere nell'ambito dolomitico. Ma come accennato, inizia subito dopo un netto periodo sfavorevole ai ghiacciai, dovuto alle temperature in aumento (soprattutto quelle estive, che influiscono sull'ablazione delle massi glaciali) e al calo delle nevicate invernali. Drastica è stata l'estate 2003, la più calda in assoluto dall'inizio dei dati meteo a Cortina d'Ampezzo (1878) e non più superata, anche se in quest'ultima estate ci siamo andati molto vicini. Nel grafico (Fig. 7) sono riportate la media delle temperature estive da quell'anno. Dal grafico è evidente come le temperature sono iniziate a salire dagli anni '80 del novecento e simili sono i dati per altre stazioni alpine e nell'intero pianeta, per i motivi ormai a tutti noti e menzionati in precedenza.

Per rimanere nelle Alpi è interessante vedere in quest'altro grafico (Fig. 8), sempre dai dati delle

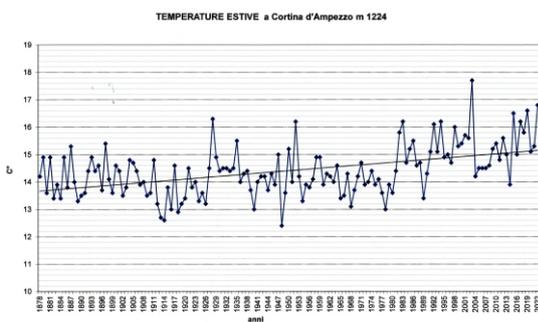


Fig. 7 - Temperature medie estive in °C a Cortina d'Ampezzo (1878-2022).

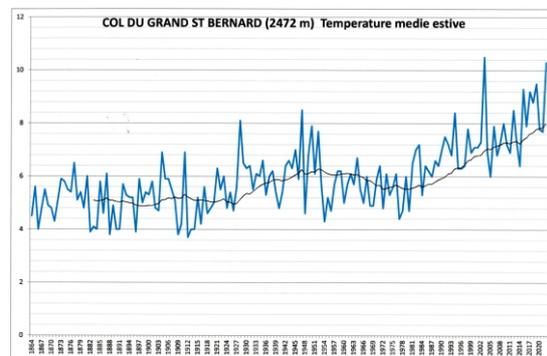


Fig. 8 - Temperature medie estive al Colle del Gran San Bernardo (2472 m) (1864-2022).

temperature estive che sono quelle che maggiormente influiscono sull'ablazione dei ghiacciai, il sito del Colle del Gran San Bernardo (2472 m), sul confine Svizzero, che vanta una serie meteorologica ultracentenaria. Questa stazione ha la peculiarità che, oltre ad essere da sempre nello stesso luogo e diligentemente curata dai monaci dell'ospizio, non è mai stata influenzata da cambiamenti antropici (cementificazioni, ecc.). È evidente il cambiamento dagli anni '80, con l'aumento della temperatura di più di 1°C, pur nella variabilità annuale. Ritornando a Cortina, anche la diminuzione delle nevicate, come evidenziato nel grafico di Fig. 9, ha fatto sì che si accentuasse il ritiro, anche se ultimamente ci sono stati alcuni anni nevosi come l'inverno 2008-2009 e il 2013-2014, quest'ultimo in alta quota secondo solo al famoso inverno del 1951. E questo a riprova di come le alte temperature estive siano in grado di sciogliere la neve anche di inverni molto nevosi. Si pensi

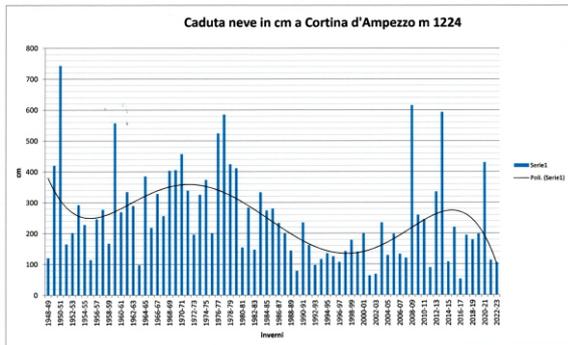


Fig. 9 - Sommatorie in cm per stagioni invernali di caduta neve a Cortina d'Ampezzo (1224 m) (inverno 1948-49 – inverno 2021-22).

PEG, era di qualche centinaio di metri più in basso di adesso, favorendo l'avanzata dei ghiacciai; ma ora, e soprattutto in questi ultimi 30 anni, causa l'aumento delle temperature, si sta innalzando velocemente riducendo la superficie del bacino di accumulo rispetto a quello di ablazione che aumenta e pertanto i ghiacciai si ritirano. E non basta un anno favorevole (come lo sono stati il 2009 o il 2014) per un cambio di tendenza.

Molte, come abbiamo visto, sono state nel passato le ricerche su questi piccoli ghiacciai delle Dolomiti e interessantissime sono le tesi di laurea, tra le quali spicca per dati e notizie quella della bellunese Laura Cibien nell'anno accademico 2004-2005 con il titolo: “*I ghiacciai del Monte Antelao dalla Piccola Età Glaciale*” (Fig.10). I ghiacciai dell'Antelao, e così come anche tutti gli altri delle Alpi, favoriti da un clima più oceanico con aumento delle nevicate e temperature estive più fresche, si gonfiano e avanzano con imponenti crepacci e seracchi.

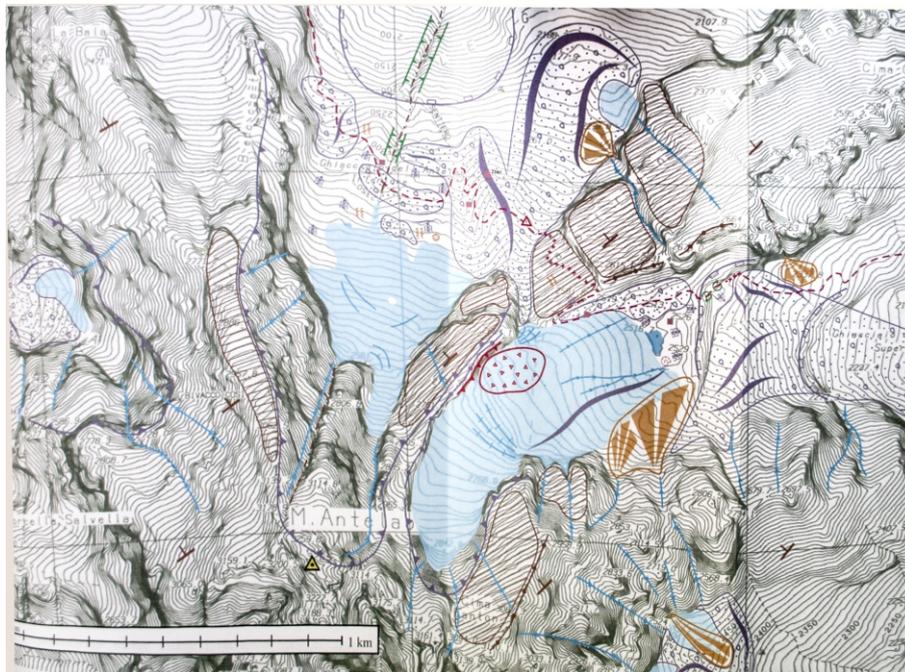


Fig. 10 - Cartina del ghiacciaio dell'Antelao di L. Cibien.

anche che sono quasi sparite le nevicate estive in montagna (numerose negli anni '60 e '70 del Novecento) capaci di rallentare l'ablazione sulle superfici glaciali. Ogni ghiacciaio poi ha la sua linea di equilibrio, che varia in continuazione nel tempo e che viene riportata dai glaciologici al momento dei rilievi di fine estate, con il termine **ELA**. Questa linea è il limite tra il bacino di accumulo dove la neve o il nevato dell'inverno rimane anche nell'estate e il bacino ablatore dove essa si scioglie ed esce visibile il ghiaccio. Questo limite, durante la

Il Ghiacciaio Superiore, nel culmine dell'avanzata della PEG (1821 e 1850) era lungo più di 1800 metri, superando con la sua potente "lingua" due gradini rocciosi e spingendosi sino alla quota di 2150 metri circa. Dimezzato come lunghezza a metà degli anni '80 del novecento ha perso altri 200 metri negli anni a seguire ad oggi, ed è ora ridotto a un terzo rispetto ai valori dell'Ottocento e la sua fronte si trova ora alla quota di 2540 metri (Figg. 11-13).

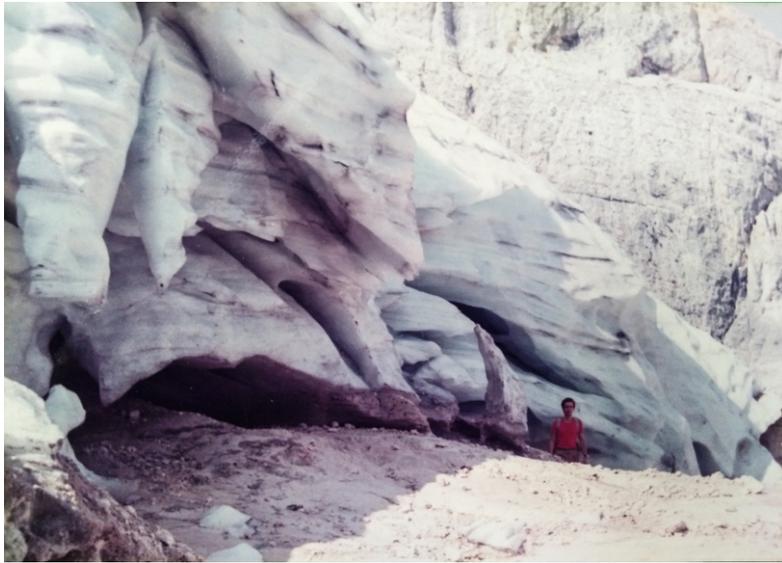


Fig. 11a - Foto fronte Ghiacciaio Inferiore dell'Antelao del 1973.



Fig. 11b - Ghiacciaio Inferiore dell'Antelao nel 1982.



Fig. 11c - Ghiacciaio Inferiore dell'Antelao nel 2020.



Fig. 12a - Ghiacciaio Superiore dell'Antelao nel 1990.



Fig. 12b - Ghiacciaio Superiore dell'Antelao nel 2009.



Fig. 12c - Ghiacciaio Superiore dell'Antelao nel 2022.



Fig. 13a - Ghiacciaio Superiore dell'Antelao (dalla cima, 3264 m) nel 1984.



Fig. 13b - Ghiacciaio Superiore dell'Antelao (dalla cima, 3264 m) nel 2007.



Fig. 13c - Ghiacciaio Superiore dell'Antelao (dalla cima, 3264 m) nel 2019 (foto Giovanni Saccon).

Anche la lingua di transfluenza verso la Val D'Oten, che faceva bella mostra di sé ancora venticinque/trenta anni fa a chi percorreva il sentiero attrezzato che dal Ghiacciaio Inferiore sale alla Forcella del Ghiacciaio, ora non c'è più ed è pensile, ma capace di scaricare ancora sassi e qualche pezzo di ghiaccio su chi malauguratamente volesse, per evitare il sentiero attrezzato, salire il valone ora liberato dal ghiaccio.

Un ghiacciaio che è stato studiato, ma forse di più fotografato, perché visibile salendo la valle da Dobbiaco verso il passo Cimabanche, e sicuramente memorizzato anche dai pellegrini o viandanti che ancora nel medioevo dalle terre germaniche scendevano nella solatia Italia a Roma, è il ghiacciaio del Cristallo.

Una delle prime foto è quella scattata dal famoso alpinista e fotografo tedesco Theodor Wundt, dalla forcella di Val Sigismondo (2330 m) sopra Carbonin, che lo ritrae nel 1887, già in fase di ritiro, ma ancora imponente e pieno di crepacci (vedi Fig. 14a) messa a confronto con la foto (Fig. 14b) di questa ultima estate (2022) sempre dalla medesima forcella. Impressionante è il cambio del paesaggio dopo 135 anni. A proposito di crepacci del Ghiacciaio del Cristallo, in uno trasversale e profondo, il 20 ottobre 1888, vi cadde e morì la famosa guida Alpina di Sesto Michel Innerkofler.

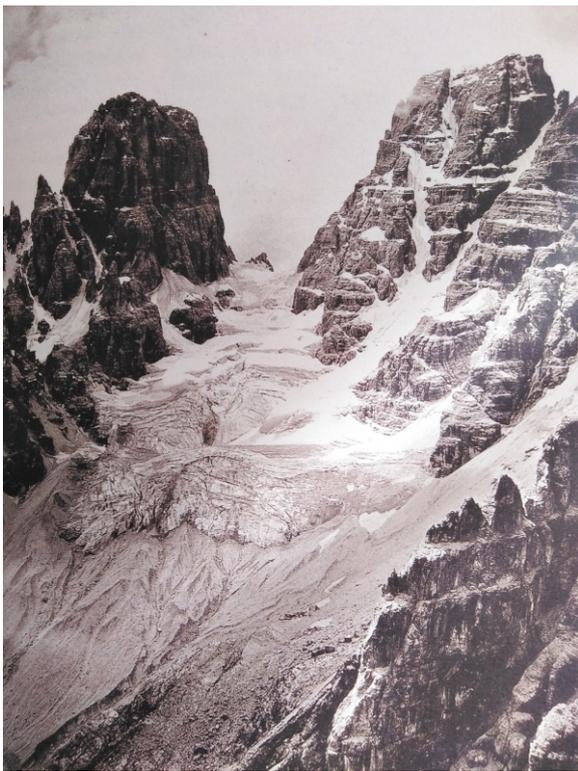


Fig. 14a - Ghiacciaio del Cristallo da Forcella Val di San Sigismondo (2330 m) estate 1887 (foto Theodor Wundt).



Fig. 14b - Ghiacciaio del Cristallo da Forcella Val di San Sigismondo (2330 m) estate 2022 (foto dell'autore).

Sempre causa crepacci e seracchi abbiamo ancora viva la tragedia del 3 luglio 2022 in Marmolada per il crollo di un seracco e svuotamento di un lago epiglaciale causato dalle alte temperature di quel periodo. Un evento naturale, ma altresì imprevedibile. Tanto si è parlato sui social e ancora se ne parla, ma non è questo lo spazio per i sé o i forse. Dirò solo che nel recente passato, e precisa-

mente 200-300 anni fa, con l'espansione dei ghiacciai alpini, durante la PEG ci sono state catastrofi ben maggiori, come nella Val Martello sotto il Cevedale, con morti nelle borgate della valle omonima, per lo svuotamento periodico di un lago glaciale, per fare un esempio, ma anche in altri gruppi montuosi delle Alpi Occidentali, solo che allora la fruizione della montagna era ben diversa e le notizie delle tragedie non erano così velocemente divulgate per mancanza, ovviamente, dei mezzi moderni di comunicazione (giornali, internet, ecc.).

Facciamo il punto della situazione: alcuni ghiacciai sono già scomparsi, altri scompariranno fra non molto, altri resisteranno più a lungo alle mutate condizioni climatiche sfavorevoli grazie alla protezione delle alte pareti dolomitiche, alla copertura detritica e/o alla massa ghiacciata.

A proposito delle misurazioni viste nel prospetto dell'ARPAV del 2009, si può affermare che il Ghiacciaio Superiore dell'Antelao abbia spessori medi di ghiaccio intorno ai 31 m e con massimo di 80 m nella zona di accumulo, maggiori di quello della Marmolada, con uno spessore medio di soli 15 m.

Ora, dopo 13 anni, come sarà? E dopo l'estate del 2022 dove l'ablazione superficiale è stata più di un metro? E pensare che i ghiacciai sono da sempre considerati *perenni*! Così lo pensava anche il tedesco Von Wiendeman, che in una cartina geografica del 1874, qui parzialmente riprodotta (Fig. 15), descrive i ghiacciai dell'Antelao con il curioso nome di: “*Piana di Ghiaccio Perpetuo*”.



Fig. 15 - Cartina del 1874 di Wiendmann.

Rassegniamoci... con queste condizioni i nostri nipoti non potranno più vedere le *scintillanti visioni dei ghiacciai* descritti da alcuni alpinisti nel lontano 1909 in una famosa traversata dei ghiacciai dell'Antelao, ma nemmeno potranno vedere distese aride di pietre, perché, e ormai si è visto anche in altre zone, la vegetazione sta rapidamente risalendo di quota portando una nuova forma, varietà e ricchezza di vita.

Giuseppe Perini

* socio del GNB - Operatore glaciologo del CGI (Comitato Glaciologico Italiano).

Nota: Se non specificato le foto sono dell'autore. Grafici elaborati dall'autore da fonti varie (Magistrato alle Acque di Venezia e ARPAV Veneto per i dati di Cortina d'Ampezzo; fonti svizzere per i dati del Colle del Gran San Bernardo; dati personali e del CGI per i grafici sulle variazioni frontali).

BIBLIOGRAFIA

ARPAV METEO, Rivista AINEVA Neve e Valanghe, n. 80 del 2013.

SMIRAGLIA C., *Guida ai Ghiacciai e della Glaciologia*, Ed. Zanichelli, 1992.

ZANON G., *I ghiacciai del Veneto*, Gr. Zoppelli, 1990.

LA LONTRA (*Lutra lutra*, L. 1758)

Barbara Foggiato *

Dopo la sua scomparsa dal Veneto tra gli anni '50 e '70 del secolo scorso, la lontra è di recente riapparsa nella Provincia di Belluno, come confermato dagli studi condotti da G. De Nadai, M. Cassol e L. Lapini⁽¹⁾. Il ritorno, anticipato da segnalazioni nelle regioni contermini, è un evento di estrema importanza, in quanto si tratta di una specie che collabora attivamente all'equilibrio ecologico dei corsi d'acqua ed è un buon indicatore del loro stato di salute, in quanto è altamente sensibile all'inquinamento e ad altre fonti di impatto ambientale.



MORFOLOGIA E COMPORTAMENTO

La lontra europea, una delle 13 specie presenti nel mondo, è un carnivoro mustelide e uno dei membri di maggiori dimensioni di questa famiglia. Supera il metro di lunghezza ed è caratterizzata da una lunga coda, larga alla base e che si va stringendo verso la punta. I maschi sono un po' più grandi delle femmine, con una lunghezza (dalla punta del naso a quella della coda) tra i 99 e i 124 cm, a fronte di una lunghezza delle femmine compresa tra 94 e 116 cm. Anche per il peso si assiste

¹ G. De Nadai, M. Cassol, L. Lapini - First data on the natural recovery of the Eurasian otter (*Lutra l. lutra* Linnaeus, 1758) in Veneto Region (north-eastern Italy).

a qualche differenza: per i maschi sono registrati pesi tra i 6,1 e 9,4 kg, per le femmine tra i 4,4 e i 6,5 kg⁽²⁾.

È un animale prevalentemente notturno, che trascorre il giorno dormendo in luoghi sicuri, possibilmente dominati e protetti dalla vegetazione (anfratti tra le radici, cataste di legna, vegetazione fitta). I rifugi sono numerosi e utilizzati tutti ciclicamente, anche nell'arco di molti anni. In Svizzera, il numero medio di rifugi diurni utilizzati dalle lontre è 33, con una distanza media tra i rifugi di 140 m. Studi condotti in Svizzera hanno rilevato che la larghezza della fascia di vegetazione richiesta dalle lontre nella scelta dei luoghi di riposo varia con l'intensità della frequentazione umana: quanto più un luogo è soggetto a disturbo, tanto più larga è la fascia di vegetazione necessaria alla presenza della specie, anche oltre 10 metri⁽³⁾.

Il suo aspetto generale riflette l'adattamento a una vita semiacquatica: goffa e impacciata a terra, in acqua la lontra è un abilissimo nuotatore. Il corpo è infatti allungato e sinuoso, con zampe palmate, orecchie piccole e una lunga coda affusolata. La fitta pelliccia viene ingrassata da ghiandole cutanee, risultando idrorepellente. È formata da due strati: quello inferiore di peli più sottili trattiene l'aria, isolando il corpo, mentre quello superiore è formato da peli più lunghi. L'osservazione al microscopio elettronico ha permesso di scoprire che sia i peli superiori che il sottopelo sono caratterizzati da alette, petali e scanalature che consentono ai peli adiacenti di rimanere attaccati, trattenendo quindi l'aria a formare uno strato isolante tra la pelle e l'acqua. Questo compensa la mancanza di grasso corporeo che è presente in altri mammiferi acquatici, come ad esempio i cetacei.

Come ulteriore adattamento alla vita semiacquatica, le narici e le orecchie possono chiudersi ermeticamente durante le immersioni e le lunghe vibrisse permettono all'animale di individuare le prede anche in acque torbide o di notte. La testa è affusolata con orecchie, occhi e narici posizionati in modo da consentire alla lontra di nuotare in superficie tenendo d'occhio l'ambiente circostante con vista, udito e olfatto.

La lontra è un animale solitario che si unisce ai propri conspecifici solo nei periodi riproduttivi. Vive tutto l'anno nel suo territorio, costituito da un tratto di fiume dove siano presenti sia luoghi di rifugio che disponibilità di prede. Vive in media circa 4-5 anni e non va in letargo.

Le tane vengono costruite all'interno del territorio, sulle scarpate lungo le rive e nascoste tra la vegetazione, spesso con l'ingresso sommerso. L'area vitale di un esemplare maschio si estende generalmente su uno o due territori di femmine, anche se la dimensione dei territori varia in funzione dell'habitat e della disponibilità di risorse. Il corteggiamento ha luogo solitamente, ma non esclusivamente, nel mese di marzo ed è caratterizzato da lunghi fischi e giochi in acqua. La gravidanza dura dai 61 ai 74 giorni; non vi è un periodo preferito per i parti, che di solito vedono la nascita in tana di 1-3 piccoli che aprono gli occhi dopo circa 5 settimane. Indicativamente i cuccioli imparano a nuotare all'età di 10 settimane e abbandonano il nucleo familiare nella primavera successiva alla nascita.

Gli spostamenti degli individui possono essere molto consistenti: in una notte un esemplare può infatti percorrere fino a 40 km⁽⁴⁾.

² Ruiz-Olmo et al., 1988a.

³ <https://prolutra.ch/wp-content/uploads/2021/06/Merkblatt-Fischotterfreundliche-Ufer-ProLutra-2021.pdf>

⁴ <https://www.bund-naturschutz.de/tiere-in-bayern/fischotter>.

ALIMENTAZIONE

La lontra è prettamente carnivora, prediligendo decisamente i pesci (alborelle, cavedani, vaironi, trote e anguille) quando gli habitat sono più stabili e complessi. Viceversa, negli ecosistemi più instabili come per esempio quelli mediterranei, vengono introdotti nella dieta anche uccelli acquatici, piccoli mammiferi, granchi di fiume e anfibi, a seconda della zona e del periodo dell'anno, e non mancano le uova e gli insetti. Anche se consuma anche specie di pesci introdotte, mostra una preferenza per le specie autoctone. In Spagna, sono segnalate popolazioni di lontra che sopravvivono grazie alla presenza di gamberi di fiume (*Astropotamobius pallipes*).

In generale, si può affermare che la dieta presenta una variabilità molto alta in base alla zona, alla complessità degli ecosistemi e al periodo dell'anno.

Le prede, catturate sempre in acqua, sono generalmente abbastanza piccole, con un peso medio tra i 20 e i 90 g, anche se non sono infrequenti casi di prede più piccole, per esempio in ambienti più instabili o in piccoli corsi d'acqua. Quelle più grandi raggiungono i 100-350 g. Solitamente le prede sono quasi sempre consumate direttamente in acqua o a meno di qualche metro dalla riva, ma sempre in prossimità dell'acqua.



HABITAT

Come dimostrato dai suoi numerosi adattamenti, la lontra è strettamente legata alle acque interne di ogni tipo, soprattutto se sono caratterizzate da rive coperte da fitta vegetazione e inaccessibili.

Tra gli ambienti preferiti si trovano sia i grandi fiumi sia i piccoli torrenti, così come le paludi e i laghi, sia in pianura sia alle altitudini alpine.

Ha un territorio di caccia fisso, che può avere caratteristiche diverse, includendo diversi ecosistemi e zone climatiche, al punto da poter essere presente anche in acque salate, in zone salmastre e d'acqua dolce (necessaria per bere e lavare la pelliccia)⁽⁵⁾, fiordi, paludi o canali. Solitamente si considera che possa essere presente fino a 1.500 m di altitudine. Nella penisola iberica, le lontre sono presenti anche lungo le coste atlantiche, in mare, alle foci dei fiumi e anche sulle coste più esposte. Al contrario, sembra che gli ambienti marini mediterranei non siano favorevoli.

In media si può considerare che un territorio di un esemplare si estende lungo 6-40 km⁽⁶⁾ di corso d'acqua, che deve presentare una buona alternanza di acque più o meno profonde, a corso medio-lento. I fattori decisivi per la colonizzazione di un ambiente sono la disponibilità di risorse trofiche (soprattutto pesce, ma anche crostacei e anfibi) e la presenza di ripari e rifugi. A questo proposito, non sembra che la scarsa vegetazione riparia sia un fattore limitante, sempre che la lontra possa contare su altri tipi di rifugi, come pareti rocciose con massi e cavità, e sempre che non influisca sull'abbondanza e disponibilità di prede. Viceversa, dove scarseggiano i rifugi, lo sviluppo di una buona copertura vegetale può favorire questo mustelide.

In ambiente marino, la disponibilità di rifugi può essere un fattore limitante, così come la presenza di sorgenti o foci di torrenti, fiumi o canali o altri luoghi con acqua dolce nei quali l'animale può pulire la pelliccia dal sale marino.

È possibile rinvenire esemplari anche molto distanti dai corsi d'acqua, soprattutto nel caso di giovani che, dopo aver abbandonato il nucleo familiare, si spostano alla ricerca di un territorio proprio.

DISTRIBUZIONE

L'area geografica di diffusione della lontra è estremamente ampia: occupa praticamente tutta la regione paleartica, dalla penisola iberica al Giappone. È anche presente in alcuni paesi dell'Africa settentrionale, come il Marocco, la Tunisia e l'Algeria, e dell'estremo oriente, come la Cina meridionale, la Malesia, lo Sri Lanka, Taiwan e Sumatra⁽⁷⁾.

In Europa la situazione è tale per cui esistono popolazioni orientali separate da quelle occidentali (Portogallo, Spagna e Francia occidentale). L'isolamento reciproco di queste popolazioni rappresenta un problema di conservazione a causa della mancanza di scambi genetici e di conseguente perdita di diversità.

Nonostante l'area di distribuzione molto ampia, la variazione geografica intraspecifica è quindi molto ridotta, tanto che in Europa non sono state differenziate delle sottospecie.

In Italia, la specie è concentrata nelle regioni centro meridionali ed è nel complesso considerata a rischio di estinzione.

⁵ <https://www.belpark.it/animals/la-lontra/>

⁶ <https://prolutra.ch/wp-content/uploads/2021/06/Merkblatt-Fischotterfreundliche-Ufer-ProLutra-2021.pdf>

⁷ CORBET G. B. (1978), *The mammals of the Palaearctic Region. A taxonomic review*. British Museum (Natural History). London.

NORMATIVA e GESTIONE

A livello internazionale, la lontra rientra nell'appendice II della Convenzione di Berna (1979) e in appendice II, IV della direttiva Habitat (92/43/CEE). È inclusa nell'appendice I della CITES e indicata come *In Pericolo* dalla Red List of Threatened Species della IUCN (Loy, 2013). In Italia è legalmente protetta dal 1977.



La contrazione delle popolazioni europee dei decenni scorsi ha fatto sì che diversi specialisti, organizzazioni governative e difensori della natura unissero le forze con l'obiettivo di portare a compimento studi e redigere piani di conservazione della specie.

L'allarme prodotto dalle informazioni derivate da questi studi fu manifestato chiaramente durante il III Congresso Internazionale sulla Lontra che ebbe luogo a Strasburgo nel novembre 1983.

Da lì ebbe origine l'idea di formare, tra alcuni specialisti della IUCN, un gruppo europeo di protezione della lontra. Tra le diverse risoluzioni, il gruppo decise di sostenere gli studi nazionali sulla distribuzione della specie.

In Italia, a causa dello status della specie, è stato pubblicato nel 2011 un Piano d'azione nazionale per la conservazione della lontra (PACLO)⁽⁸⁾. Questo piano contiene informazioni dettagliate sulla biologia, sullo stato di conservazione della specie a livello nazionale, sulle minacce e sulle possibili strategie di intervento per la sua salvaguardia in Italia.

Le migliori strategie per proteggere la lontra consistono nella protezione dell'ambiente naturale, mantenendo e migliorando la qualità degli habitat. A tal fine è necessario conservare o ripristinare

⁸ Panzacchi et al., 2011: https://lontraitalia.files.wordpress.com/2018/01/paclo-9601_lontra_35_2010.pdf

la vegetazione ripariale e i corridoi ecologici che permettono lo spostamento degli individui tra zone differenti.

Alcune delle misure consigliate sono di seguito riassunte:

- Eseguire le manutenzioni lungo i corsi d'acqua un tratto alla volta, in modo che ci siano sempre porzioni di vegetazione intatta.
- Accumulare il legno risultante dalle manutenzioni per formare mucchi di altezza almeno pari a 1,5 m e con una cavità interna del diametro di circa 50 cm, raggiungibile con due accessi dell'altezza di circa 20 cm. Le strutture devono essere collocate nelle immediate vicinanze dell'acqua o lungo una strada o sentiero, lungo il lato rivolto verso l'acqua.
- Creare zone prive di disturbo della lunghezza di almeno 20 m e una larghezza di almeno 10 m e con presenza di vegetazione naturale.
- L'accesso all'acqua da parte degli uomini e dei cani deve essere reso difficoltoso mediante divieti o barriere fisiche come argini di rami, cespugli di rovi o di altre essenze dotate di spine.
- Sono da preferire molte piccole zone di rifugio a poche e grandi. La distanza ideale fra le zone è di 140 m, indipendentemente dalla sponda.

Le opere di arginatura artificiale lungo i corsi d'acqua dovrebbero essere oggetto di costante controllo e, ove possibile, di rinaturalizzazione. È essenziale anche intervenire regolamentando in modo più efficace le attività estrattive di inerti dal greto dei corsi d'acqua e limitare il più possibile le fonti di inquinamento delle acque.

La realizzazione di sottopassi con una copertura dell'acqua maggiore del 70% e una profondità dell'acqua di almeno 50 cm si è dimostrata una misura efficace, in Spagna, per limitare gli investimenti stradali⁽⁹⁾.

Infine, un fattore di non trascurabile importanza è la quantità e qualità delle risorse trofiche, cioè dei popolamenti ittici presenti nel territorio.

PRESENZA IN EUROPA

La lontra presente in Europa vive sia nelle acque interne che lungo le coste marine, comunque nelle vicinanze di acque dolci, necessarie per la cura della pelliccia. È quindi presente lungo le coste del Portogallo, della Norvegia, della Grecia e della Turchia.

Nel nostro continente si trovano popolazioni nella penisola iberica, in Scozia, Galles, Irlanda, nelle isole Shetland, in Ungheria, in Polonia e nella Germania orientale. La lontra vive anche nei Balcani e nell'ex Unione Sovietica. La Repubblica Ceca, l'Austria settentrionale e la Baviera condividono alcune popolazioni.

La lontra è invece scomparsa da aree estese dell'Europa occidentale, ad esempio da parti della Francia, della Germania e della Svezia. Fino a poco tempo fa si considerava estinta in Svizzera, Lussemburgo e Olanda.

⁹ Serronha et al., 2013 in https://digital.csic.es/bitstream/10261/112407/1/lutlut_v3.pdf

Germania

Il punto centrale della diffusione della lontra in Germania si identifica con il Brandeburgo, il Meclenburgo-Vorpommern e la Sassonia. Ma anche la Bassa Sassonia, lo Schleswig-Holstein, la Turingia e il Sachsen-Anhalt sono popolati su ampie superfici (Fig. 1). Da alcuni anni ci sono prove di ricomparsa in Renania Settentrionale-Vestfalia e in Assia. In Baviera, la popolazione è limitata al confine orientale, con esemplari provenienti prevalentemente dalla Turingia o dalla Repubblica Ceca, mentre in Saarland, Baden-Württemberg e Renania Palatinato la specie è ancora assente.

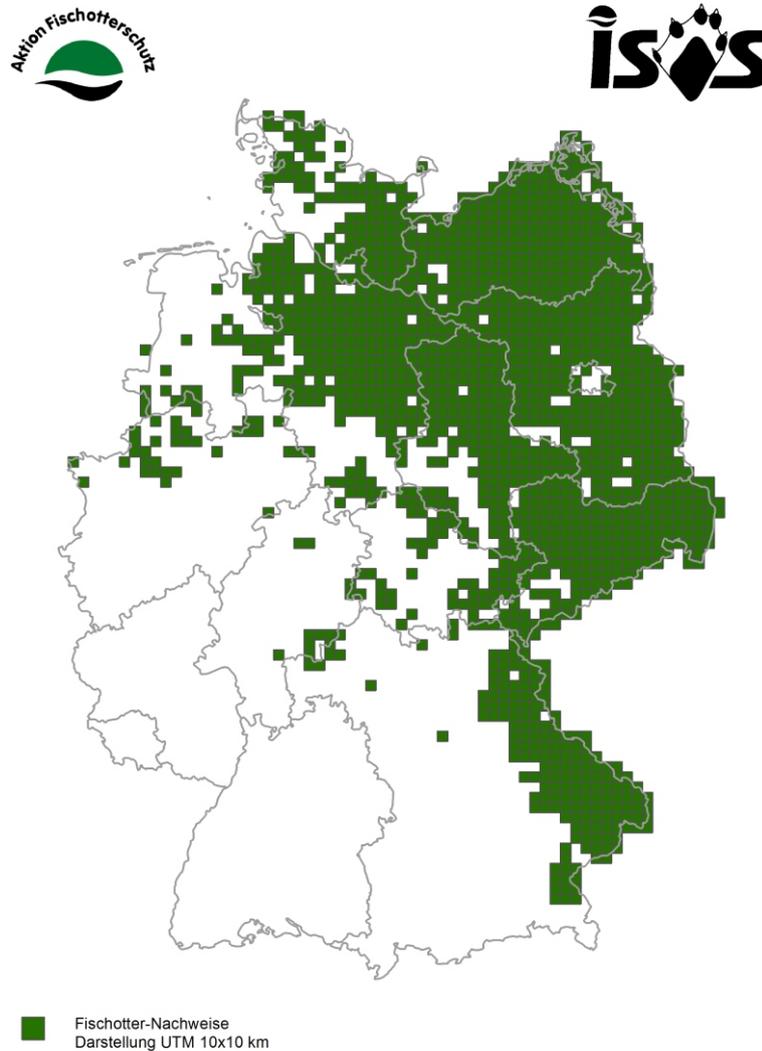


Fig. 1 - La situazione della lontra in Germania nel 2017.

Ove presente, la densità degli animali è molto differente: se in Meclenburgo-Vorpommern la densità si aggira sui 16,3 individui ogni 100 km², in Baviera la densità scende a 6 lontre su 100 km². Le cause vanno soprattutto ricercate nella tipologia dei corsi d'acqua, molto più antropizzati in Baviera, e nel numero più elevato di morti da investimento e di casi di bracconaggio.

Austria

Un tempo la lontra era presente in tutto il territorio austriaco. Il suo declino ha raggiunto il minimo storico probabilmente tra la fine degli anni '70 e gli anni '80 del secolo scorso. In seguito le popolazioni hanno ricominciato a rafforzarsi, per cause ancora non del tutto chiare. La prima popolazione occupante una vasta area è stata, negli anni '90, quella nel Wald- und Mühlviertel che, fino a quel momento, era l'unica zona in cui la presenza della specie veniva sistematicamente segnalata. Nel 1996 la lontra era stabilmente presente in tutte le acque della zona e fino al Danubio. Nel 2000 la sua diffusione era limitata al 20% della superficie del paese, con due popolazioni di grandi dimensioni, una nella zona di Wald- und Mühlviertel, i cui esemplari si spostavano anche a sud del Danubio, e un'altra in Stiria e nel Burgenland (Fig. 2). In questo periodo, quindi, la lontra si concentrava nel nord e nell'est dell'Austria, con popolazioni che mantenevano dei contatti con quelle presenti in Repubblica Ceca, Ungheria e Baviera.

In un primo tempo, la popolazione originaria del Waldviertel rimane in una fase di stallo per due possibili cause: o la pressione della popolazione sugli specchi d'acqua del Waldviertel non è abbastanza forte da spingere gli animali a diffondersi nelle zone circostanti, o l'aumento della popolazione è "regolato" a livello locale. Si assiste invece a spostamenti di animali dalla Stiria sudorientale alla Bassa Austria.

Attualmente, la lontra è invece diffusa in tutto il paese, fino al Tirolo e al Vorarlberg, con popolazioni che hanno raggiunto anche notevoli dimensioni. Al momento, la sua presenza è accertata tra i 200 e i 900 m di quota (Fig. 3).

In Austria, uno dei fattori che hanno permesso il ritorno e il reinsediamento di popolazioni di lontra è stata la continua immissione da parte dell'uomo di pesci nei corsi d'acqua e nei laghi. Questi ripopolamenti hanno creato e mantengono le condizioni trofiche ottimali per il mustelide.

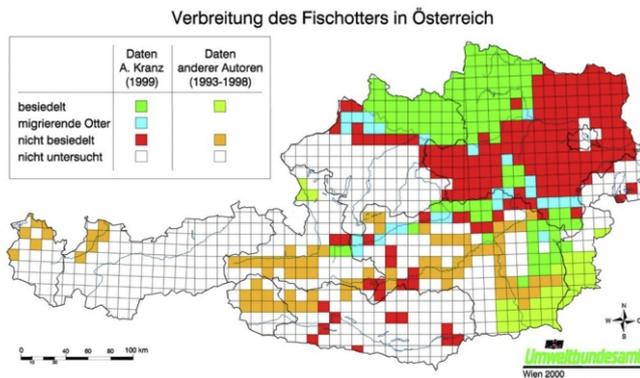
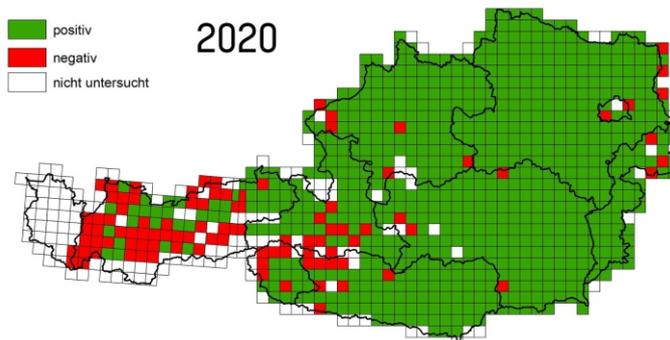


Fig. 2 - La situazione della lontra in Austria nel 2000 - in verde i territori occupati.

Fig. 3 - La situazione della lontra in Austria nel 2020 - in verde i riscontri positivi in termini di presenza.



Svizzera

Esemplari di lontra vengono sempre più spesso confermati in Svizzera a partire dal 2009, quando un soggetto fu fotografato in una scala per la risalita dei pesci presso la centrale idroelettrica di Reichenau, nel Canton Grigioni. Era il primo caso di questo tipo dopo 20 anni di assenza della specie dal paese. Per l'aumento della popolazione svizzera, ha svolto e svolge un ruolo importante la consistenza della specie nei paesi attigui: è stato infatti dimostrato che, in Francia, esemplari di lontra hanno risalito il Rodano e hanno attraversato la frontiera con la Svizzera nella regione dell'Alta Savoia.

Allo stesso tempo si è espansa la popolazione austriaca, con esemplari che si sono spinti sempre più verso ovest. È del 2017 la conferma della presenza di una lontra austriaca all'interno del territorio della Confederazione Elvetica. In questo caso è il fiume Inn a rappresentare un corridoio ecologico.

Da allora è stata confermata la presenza della lontra nei bacini idrografici dei cinque fiumi Aar, Reno posteriore, Ticino, Rodano e Inn.

Mentre la maggior parte di questi animali si è spostata sulle proprie zampe, ci sono dei dubbi fondati almeno sulla provenienza degli esemplari insediatisi lungo l'Aar attorno a Berna. Qui, infatti, durante un'alluvione nel 2005 scapparono delle lontre da alcune gabbie del giardino zoologico a Dählhölzli e fu confermata almeno una riproduzione in libertà, con i piccoli che sopravvissero e rimasero in natura. Dal 2007 si susseguirono avvistamenti regolari di soggetti in libertà e nel 2014 le fototrappole immortalavano una coppia, con la conferma della presenza di giovani negli anni seguenti. Un aumento del territorio occupato fu documentato a partire dalla primavera 2018 (Fig. 4).

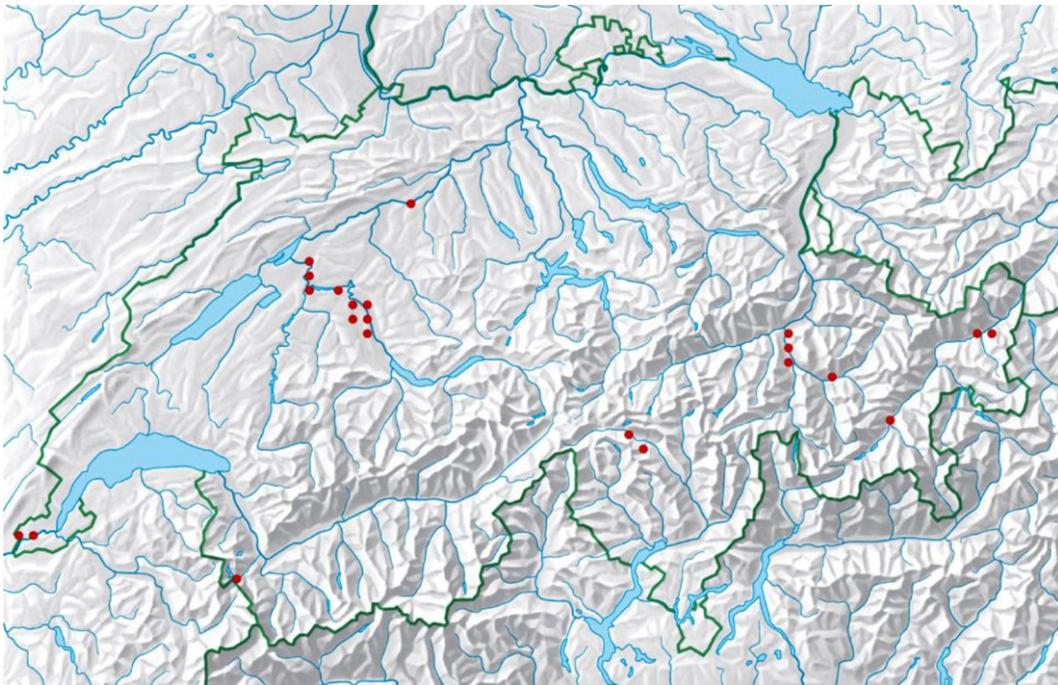


Fig. 4 - La situazione della lontra in Svizzera tra il 2009 e il 2019.

Spagna

La lontra, unico mammifero semiacquatico del continente, nella penisola iberica era diffusa in tutta la penisola e fino alle zone più secche, alle zone agricole e ai dintorni delle grandi città. Arrivò sull'orlo dell'estinzione tra il 1960 e il 1983 per colpa soprattutto dell'inquinamento dei corsi d'acqua e della proliferazione delle canalizzazioni, dei bacini e delle opere idrauliche, dell'agricoltura intensiva e delle attività turistiche.

Dato che la principale causa di rarefazione della lontra in Spagna fu l'inquinamento con sostanze tossiche bioaccumulabili, una volta ridotta questa causa, è stato dimostrato che gli altri fattori di minaccia rivestono un'importanza minore, anche se l'uso eccessivo dell'acqua, le grandi urbanizzazioni e industrializzazioni e l'agricoltura intensiva hanno limitato la colonizzazione di alcune zone, ad esempio quelle orientali della penisola e nella parte orientale dell'Andalusia.

È specie protetta dal 1973, una protezione ratificata dal Decreto 3181/1980. La protezione è stata ripresa da tutte le norme statali e autonome successive.

Negli ultimi anni si è assistito a un recupero numerico della lontra in alcune zone, ad esempio nella comunità Valenciana⁽¹⁰⁾. Secondo i ricercatori, sembra che esista una relazione tra l'aumento numerico di questo carnivoro e la diffusione di una specie invasiva, il gambero rosso della Louisiana (*Procambarus clarkii*). Quest'ultimo, infatti, entrato a pieno titolo nella dieta del carnivoro, sembra essere uno dei fattori che hanno portato all'aumento effettivo delle lontre, insieme al miglioramento delle caratteristiche qualitative dei corsi d'acqua come conseguenza degli sforzi di depurazione delle acque reflue che hanno avuto luogo negli ultimi trent'anni.

Il fatto, inoltre, che il gambero americano possa trovarsi anche in corsi d'acqua degradati e in ecosistemi instabili, amplia molto le zone nelle quali la lontra può estendere il suo territorio.

La lontra, presente ora nel 55% dei bacini fluviali spagnoli, è stata favorita anche dalla presenza di altre specie, ad esempio pesci introdotti per la pesca sportiva – come la carpa o la trota iridea – utilizzate come alimento al posto delle scarse specie simili autoctone. In questo modo, questo mammifero contribuisce anche al controllo delle specie alloctone.

Tra le misure di conservazione introdotte in Spagna vi è la reintroduzione di esemplari: tra il 1995 e il 2001 sono stati liberati 41 esemplari nella provincia di Girona con soggetti provenienti dall'Extremadura, dalle Asturie e da Alentejo (Portogallo). Questa reintroduzione può essere considerata un successo, dato che la popolazione si riproduce regolarmente e si diffonde gradualmente⁽¹¹⁾.

Nei Pirenei sono stati segnalati esemplari fino ai 2.400 m di altitudine, anche se, di solito, la sua presenza non si spinge oltre i 1.500-1.800 m e non pare riprodursi a quote superiori gli 800-1.000 m, che eventualmente vengono raggiunti dalle femmine e dai piccoli dopo i 4-6 mesi di età. Considerando che, ad alta quota, i fattori limitanti sono rappresentati dalle risorse alimentari, dalla neve o gelo che impediscono l'accesso all'acqua e dalle barriere naturali (cascate, salti rocciosi, ...), appare comprensibile che la specie si trovi alle quote maggiori soprattutto in concomitanza con i periodi riproduttivi degli anfibi.

¹⁰ <https://www.informacion.es/medio-ambiente/2022/06/20/nutria-espana-recupera-gracias-especie-67458401.html>

¹¹ SAAVEDRA D., *La reintroducción de la nutria paleártica Lutra lutra (Linnaeus, 1758) en la provincia de Girona*. Pp. 467-485. En: López Martín, J. M., Jiménez Pérez, J. (Eds.). *La nutria en España. Veinte años de seguimiento de un mamífero amenazado*. Secem, Málaga. 493 p.11 (2008).

Italia

Estinta fra gli anni '50 e '70 del secolo scorso, in Italia era originariamente presente in tutto il territorio nazionale. In seguito, la popolazione si è ridotta fino alla conservazione di due soli nuclei lungo i corsi d'acqua tra Abruzzo, Molise, Campania, Basilicata, Puglia e Calabria, con progressiva scomparsa anche dei nuclei minori tra la Toscana meridionale e l'alto Lazio e in Abruzzo.

Negli ultimi anni si è assistito a un aumento della specie nel nostro paese. Pur sempre (ma sporadicamente) presente al confine italo-sloveno con esemplari erratici provenienti dalla Slovenia, un primo avvistamento a testimonianza del ritorno nel nord Italia si fa risalire al 2006, quando un esemplare adulto fu segnalato nelle vasche di raffreddamento dell'Acciaieria Weissenfels (Fusine in Valromana, Tarvisio, UD).

In provincia di Udine fu investito un esemplare l'11 settembre 2011, la cui origine è stata fatta risalire all'Austria, seguito da un altro maschio investito a Trasaghis (UD), lungo il corso del medio Tagliamento.

In seguito a una serie di verifiche sulla diffusione nel nord-est del visone americano (*Neovison vison*) furono individuate tracce di lontra nelle vicinanze di Fusine Valromana, a Tarvisio e a Udine, scoprendo così l'ampiezza della diffusione della specie, presente in tutte le aste fluviali dell'area.



Fig. 5 - Presenza della lontra in Italia.

Le indagini condotte hanno permesso di appurare l'origine austriaca degli esemplari, che hanno dato luogo, nel Friuli Venezia Giulia, ad alcune riproduzioni a partire dal 2014. Alcuni esemplari sono penetrati in territorio italiano anche dalla Slovenia, in particolare attraverso il Carso Isontino (corso del fiume Vipacco/Vipava).

Alcuni esemplari sono stati avvistati in Trentino, provenienti dall'Austria e in Valtellina è stato investito un soggetto nel 2012.

Sono presenti esemplari nel Ticino, sfuggiti o rilasciati da due allevamenti presenti nei parchi regionali del Ticino Lombardo e Piemontese. Si tratta di esemplari originatosi da incroci tra lon-

tra europea con la sottospecie asiatica (*Lutra lutra barang*), il che ha portato alla decisione da parte di ISPRA e del IUCN-SSC Otter Specialist Group di bloccare le reintroduzioni con questi animali.

La novità più recente per quanto riguarda la presenza della specie in Italia, è il ritrovamento di feci in provincia di Belluno, e più precisamente in Val Digion - Comelico, alla fine di novembre 2022, da parte dei dott. forestale Michele Cassol e Gabriele De Nadai e da Luca Lapini, conservatore del Museo Friulano di Storia naturale.



In precedenza, erano state rinvenute delle tracce nel 2019 e tali ritrovamenti avevano dato il via a una campagna sistematica di ricerca dei segni di presenza del mustelide.

Si può quindi affermare che la popolazione italiana stia espandendo il suo areale con un aumento del numero di effettivi. La stima riportata nel PACLO per l'anno 2006 si attestava sui 220-260 soggetti. Attualmente (Fig. 5) la popolazione è comunemente stimata in meno di 1.000 individui, con un numero di individui riproduttivi inferiore a 250⁽¹²⁾.

MINACCE

La popolazione di lontra è stata da sempre oggetto di caccia per la pelliccia, utilizzata nell'abbigliamento. Ora questa minaccia ha perso di significato, almeno in Europa, e la lontra si trova a dover fronteggiare altri pericoli, come la distruzione o livellamento degli habitat fluviali, la distruzione o rarefazione della vegetazione ripariale e la diminuzione di disponibilità trofica dovuta all'impoverimento della fauna ittica, per esempio causata dalla presenza di cormorani o altri uccelli ittiofagi.

¹² https://lontraitalia.files.wordpress.com/2018/01/paclo-9601_lontra_35_2010.pdf

Le lontre sono molto territoriali e la mancanza di pesci in un determinato territorio impedisce la sopravvivenza o l'insediamento di popolazioni di questo carnivoro. In caso di scarsità di alimento, difficilmente le lontre abbandonano il territorio per cercarne uno più favorevole e, nel caso venga fatto, può essere che si tratti di un corso d'acqua già occupato da un altro conspecifico. Inoltre, la scarsità di alimentazione porta a tassi di natalità più bassi, a intervalli più lunghi tra i parti e a una minore sopravvivenza dei giovani⁽¹³⁾.

L'inquinamento che colpisce la specie può derivare da impurità fisiche nell'acqua che possono venire ingerite, quali la (micro)plastica, o dalle sostanze chimiche contenute negli scarichi urbani, agricoli e industriali (soprattutto polifenoli). Questi ultimi hanno un effetto catastrofico sulla lontra: non solo, infatti, gli inquinanti possono avvelenare le fonti trofiche, ma i prodotti chimici e i detersivi immessi nei fiumi con le acque di scarico distruggono lo strato di grasso della pelliccia, impedendo all'animale di proteggersi dalle basse temperature dell'acqua fredda.

Altre fonti di pressione sono rappresentate dall'intensa frequentazione delle rive e dal traffico veicolare che, ogni anno, porta alla morte numerosi esemplari durante gli spostamenti notturni. In soli due anni, ad esempio, nell'area di indagine nella Regione autonoma Friuli Venezia Giulia sono stati investiti 6 maschi.



La scomparsa o riduzione della vegetazione ripariale priva le lontre dei rifugi dove normalmente trascorrono le giornate. Contemporaneamente, l'intensa frequentazione delle sponde dei fiumi e torrenti da parte dell'uomo rappresenta una fonte di disturbo continua. Va rilevato che la presenza della vegetazione non riveste solo un'importanza diretta: è, infatti, anche il presupposto per la presenza di pesci, crostacei e insetti acquatici, ai quali fornisce le condizioni ideali per la sopravvivenza e che rappresentano la fonte trofica della specie.

La competizione con i pescatori e gli allevamenti ittici può inoltre portare ad atti di bracconaggio e va anche segnalato il pericolo rappresentato dalle reti da pesca e dalle nasse, che possono accidentalmente catturare le lontre, portandole a morte per annegamento.

I nemici naturali sono molto scarsi: sono segnalati casi di predazione da parte di lupi, volpi e aquile di mare coda bianca, ma l'effetto di queste specie sulle popolazioni di lontra è ridotto.

¹³ <https://naturschutzbund.at/fisch-und-otter.html>

Dato il ridotto numero di individui presente in Italia, con un numero di individui in grado di riprodursi stimabile in 250 unità (dati 2013)⁽¹⁴⁾, anche se la tendenza della popolazione è in aumento, in base a un principio di precauzione la specie è considerata *In Pericolo*.

EFFETTI DELLA PRESENZA DELLA LONTRA

Gli effetti causati dalla presenza della lontra citati in bibliografia si concentrano sull'impatto che questa specie può avere sulla fauna ittica, da un lato, e sugli allevamenti ittici, dall'altro. I pesci presenti o provenienti dagli allevamenti non conoscono infatti la lontra, non sanno come ci si possa difendere da essa, non sono spesso in condizioni ottimali e non conoscono benissimo il loro nuovo habitat: per questo, sono per essa una più facile preda di quelli autoctoni che hanno mantenuto una seppur labile memoria del predatore. Di conseguenza, gli effetti della presenza della lontra sulle consistenze delle popolazioni ittiche, naturali o allevate, possono essere molto rilevanti.

* Dottore forestale, barbarafogg@libero.it

BIBLIOGRAFIA

PANZACCHI M., GENOVESI P., LOY A., *Piano d'Azione Nazionale per la Conservazione della Lontra (Lutra lutra)*. Min. Ambiente - ISPRA, 2009.

DE NADAIG., CASSOL M., LAPINI L., *First data on the natural recovery of the Eurasian otter (Lutra l. lutra Linnaeus, 1758) in Veneto Region (north-eastern Italy)*.

Lontra Italia – Italian Otter Network: <https://lontraitalia.com/lalontrainitalia/>

WWF Italia: <https://www.wwf.it/specie-e-habitat/specie/lontra/>

IUCN: <https://www.iucnredlist.org/species/12419/218069689>

Germania:

<https://www.bund-naturschutz.de/tiere-in-bayern/fischotter/verbreitung>

<https://www.deutschewildtierstiftung.de/wildtiere/fischotter>

<https://www.otterspotter.de/vorkommen-und-bestand>

<https://www.nationalgeographic.de/tiere/2022/11/der-fischotter-erobert-deutschland-zurueck-eurasischer-otter-tierschutz-fischebestand>

Austria:

<https://www.wwf.at/tierarten/fischotter/>

<https://naturschutzbund.at/fischotter.html>

<https://www.unterwasserreich.at/fischotter-npuwr-2>

<https://www.bluehendesoesterreich.at/naturlexikon/fischotter>

<https://www.umweltbundesamt.at/fileadmin/site/publikationen/be177.pdf>

https://www.tirol.gv.at/fileadmin/themen/umwelt/naturschutz/downloads/Fischotter_Tirol_2020_AK.pdf

Svizzera:

<https://prolutra.ch/fischotter/geschichte/>

Spagna:

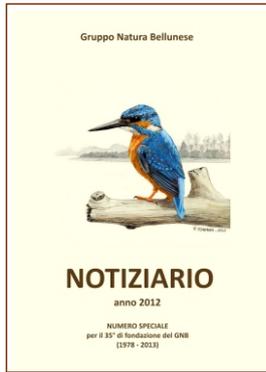
<https://www.informacion.es/medio-ambiente/2022/06/20/nutria-espana-recupera-gracias-especie-67458401.html>

https://www.miteco.gob.es/es/biodiversidad/temas/conservacion-de-especies-amenazadas/090471228015f2bc_tcm30-195575.pdf

https://digital.csic.es/bitstream/10261/112407/1/lutlut_v3.pdf

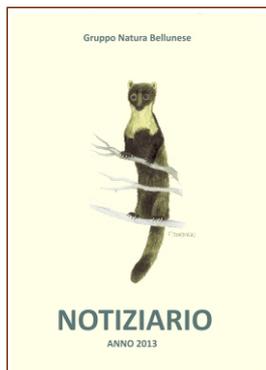
¹⁴ <http://www.iucn.it/scheda.php?id=373171388>

INDICI DEI NOTIZIARI PRECEDENTI
pubblicati dal 2012 al 2021



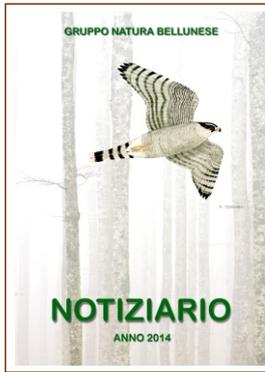
SOMMARIO 2012

Presentazione	3
<i>Franca Fratolin</i>	
Le Nigritelle della provincia di Belluno	4
<i>Giuliana Pincelli</i>	
Il Croco (<i>Crocus albiflorus</i> Kit.)	9
<i>Giuliana Pincelli</i>	
Il Fior di stecco (<i>Daphne mezereum</i> L.)	10
<i>Francesca Naldo</i>	
Archeobotanica	12
<i>Lavinia Lasen</i>	
Variazione degli indicatori di biodiversità	16
<i>Valeria De Fina</i>	
Gli antichi e le piante	19
<i>Claudio Somnavilla</i>	
<i>Cortinarius orellanus</i> e <i>Cortinarius speciosissimus</i> funghi pericolosi	23
<i>Franco De Bon</i>	
La gestione faunistico-venatoria in Provincia di Belluno	26
<i>Federico Balzan</i>	
Le piene dei fiumi alpini: interventi artificiali o ripristino della naturalità?	29
<i>Deborah Capraro</i>	
Strategia di adattamento e meccanismi di sopravvivenza delle piante «in Natura nulla è per caso»	33
<i>Federico Balzan</i>	
Osservare la natura attraverso la scienza dell'Etologia	36



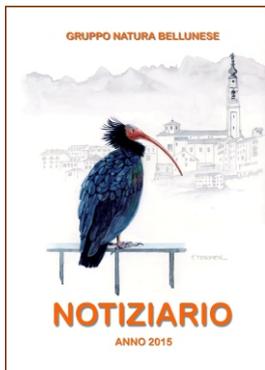
SOMMARIO 2013

<i>Alberto Bertini</i>	
Testimonianze di rilievi e antiche isole nelle Dolomiti: i conglomerati anisici nell'Agordino	4
<i>Matteo Isotton</i>	
La Formazione di Heiligkreuz: una formazione poco conosciuta ma tutta da scoprire	9
<i>Manolo Piat</i>	
Note geologiche sul Flysch di Belluno	13
<i>Valeria De Fina</i>	
Il Medioevo e le piante	17
<i>Giuliana Pincelli</i>	
L'Acetosella (<i>Oxalis acetosella</i> L.)	23
<i>Giuliana Pincelli</i>	
Il Ranuncolo glaciale (<i>Ranunculus glacialis</i> L.)	25
<i>Claudio Somnavilla</i>	
<i>Amanita caesarea</i> in provincia di Belluno	27
<i>Deborah Capraro</i>	
Migrazione primaverile del Capriolo (<i>Capreolus capreolus</i>) in ambiente alpino: modalità e potenziali fattori d'influenza	29
<i>Deborah Coldepin</i>	
I pipistrelli e la biodiversità: curiosità e informazioni utili per conoscere e tutelare un terzo dei mammiferi italiani	31
<i>Franco De Bon</i>	
L'attività dell'Ufficio tutela fauna della Provincia di Belluno per la conservazione e la gestione della fauna selvatica omeoterma	36
<i>Federico Balzan</i>	
Proprietà fisiche e metamorfismi della neve al suolo	39
<i>Francesca Naldo</i>	
La Marmotta (Anguillara Sabazia, RM): un abitato per lacustre di età neolitica	51
<i>Michele Zanetti</i>	
Passeggiata naturalistica a Pian Cajada: spunti d'osservazione e di lettura didattica	53
<i>Gianni Alberti</i>	
Parco Nazionale Dolomiti Bellunesi. Scheda informativa 1994-2013	61



SOMMARIO 2014

<i>Alberto Bertini</i>	La Dolomia del Serla Inferiore in Agordino: la prima piattaforma carbonatica delle Dolomiti	4
<i>Daniilo Giordano</i>	Il Telva, un balcone sulla Val Belluna e sulle Alpi Feltrine	9
<i>Matteo Isotton</i>	Frane: tra passato e attualità	16
<i>Manolo Piat</i>	L'Arenaria Glauconitica di Belluno	20
<i>Valentina Saitta</i>	Alla scoperta delle piante aromatiche, officinali e alimurgiche spontanee di montagna	25
<i>Andrea De Barba</i>	<i>Porpolomopsis calyptriformis</i> in provincia di Belluno	29
<i>Dario Dibona</i>	Monitoraggio di <i>Heterobasidion annosum</i> (Fr.) Bref. e trattamento con funghi antagonisti in una pecceta alpina	32
<i>Debora Capraro</i>	Il risveglio del re	37
<i>Franco De Bon</i>	La gestione faunistico venatoria del camoscio (<i>Rupicapra rupicapra</i>), Linnaeus 1758, in provincia di Belluno	39
<i>Antonella Tormen</i>	Storie di lana e pastori: progetto di valorizzazione delle lane locali	42
<i>Federico Balzan</i>	Il suolo	48



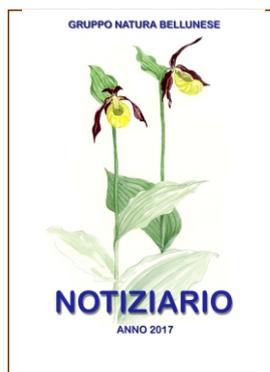
SOMMARIO 2015

<i>Alberto Bertini</i>	Sorgenti del Piave: due catene montuose a contatto	3
<i>Matteo Isotton</i>	Il Campo Magnetico Terrestre e le rocce delle Dolomiti	11
<i>Fabiano Nart e Manolo Piat</i>	Monte Peron: storia inedita di una scoperta	15
<i>Dario Dibona</i>	Etimologia dei nomi degli alberi più diffusi del Bellunese	22
<i>Andrea De Barba</i>	Ibis eremita in provincia di Belluno: transito migratorio	27
<i>Paolo De Col e Andrea Alberti</i>	Ibis eremita sui condomini di Belluno	32



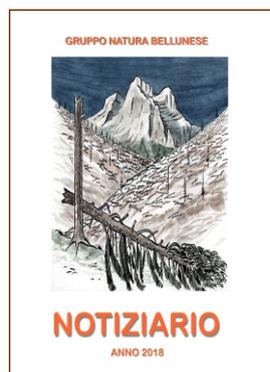
SOMMARIO 2016

<i>Alberto Bertini</i>	La Dolomia prima di Dolomieu: dall'antichità allo studio della sua composizione	3
<i>Matteo Isotton</i>	E se Belluno tremasse?	11
<i>Manolo Piat</i>	Gli antichi laghi di Libano di Sedico (BL) - Osservazioni preliminari	17
<i>Dario Dibona</i>	Etimologia dei nomi degli arbusti più diffusi del Bellunese	23
<i>Enzo Gatti - Monica Sommacal</i>	I coleotteri endemici (stenoendemismi ed euriendemismi) della provincia di Belluno e aree limitrofe	26
<i>Enzo Garberoglio</i>	Comete, terremoti ed altri eventi naturali in un manoscritto di Brandolino Pagani (1638-1717)	42



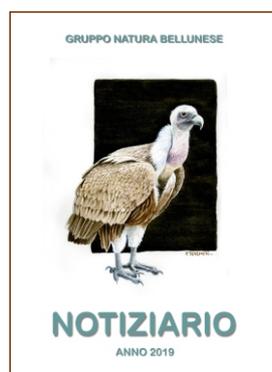
SOMMARIO 2017

<i>Alberto Bertini</i>	
Isotopi e dolomitizzazione	3
<i>Matteo Isotton</i>	
Il Piave mormorava...	13
<i>Manolo Piat</i>	
Alcune curiosità sui minerali in provincia di Belluno	21
<i>Francesca De Min</i>	
Nuove colture dall'America	30
<i>Andrea De Barba</i>	
Ecologia di una specie primaverile: <i>Strobilurus esculentus</i>	33
<i>Giulia Agnolon - APAE</i>	
Serpenti in pericolo: minacciati dai pregiudizi	39
<i>La redazione</i>	
Indici dei notiziari precedenti dal 2012 al 2016	45



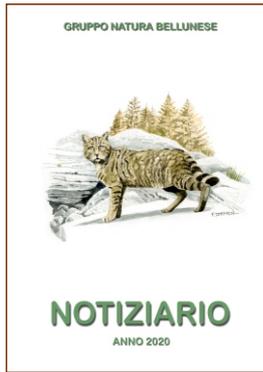
SOMMARIO 2018

<i>Alberto Bertini</i>	
Geologia della Vena	3
<i>Danilo Giordano</i>	
L'antica laguna ladinica del Monte Pelsa (Gruppo del Civetta, Agordino, Dolomiti Bellunesi)	11
<i>Matteo Isotton</i>	
Il geologo tradizionale e la tradizione geologica	24
<i>Fabio Padovan</i>	
I funghi dei boschi di conifere	30
<i>Claudio Somavilla</i>	
Censimento delle specie fungine di un'area di bosco misto nell'immediata periferia di Belluno	34
<i>Chiara De Mattia</i>	
Il lupo: tra conflitto ed ecologia	42
<i>Alberto Bertini</i>	
La tempesta «Vaia» del 28 e 29 ottobre 2018 e i suoi effetti nel territorio agordino	48
<i>La Redazione</i>	
Indici dei notiziari precedenti dal 2012 al 2017	65



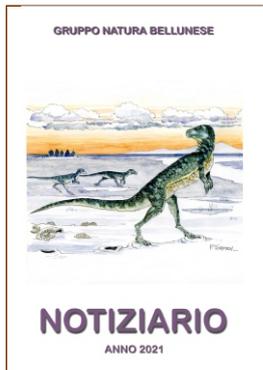
SOMMARIO 2019

<i>Maurizio Alfieri</i>	
Il conte Georges-Louis Leclerc de Buffon, un grande naturalista dell'Illuminismo francese	3
<i>Alberto Bertini</i>	
Geologia e guerra: il caso del fronte agordino e ampezzano	11
<i>Matteo Isotton</i>	
La piega sinclinale di Belluno, la piega che spiega il paesaggio bellunese	29
<i>Manolo Piat</i>	
Su uno scritto zoologico di Tommaso Antonio Catullo	36
<i>Gabriele Filippin, Andrea Pereswiet-Soltan</i>	
I pipistrelli del Bellunese: istruzioni per l'uso	51
<i>Barbara Foggiato, Marta Villa</i>	
Nuove specie in provincia di Belluno: il Grifone	63
<i>La Redazione</i>	
Indici dei notiziari precedenti dal 2012 al 2018	74



SOMMARIO 2020

<i>Maurizio Alfieri</i>	
Dalla Scozia alle Dolomiti, Maria Matilda Ogilvie Gordon (Monymusk 30/4/1864 - Londra 24/6/1939)	3
<i>Alberto Bertini</i>	
Buckelwiesen: enigmatiche microforme del paesaggio	11
<i>Matteo Isotton</i>	
Erosione del territorio dopo il ritiro di un ghiacciaio	19
<i>Giuseppe Tormen, Marco Catello, Riccardo Deon e Antonio Galletti</i>	
Il gatto selvatico europeo (<i>Felis silvestris silvestris</i> , Schreber, 1977) in Veneto	27
<i>Gabriele Filippin, Andrea Pereswiet-Soltan</i>	
I pipistrelli (Chiroptera) della Valbelluna: Il Rinolofo Minore (<i>Rinolophus hipposideros</i> , Bechstein 1800)	39
<i>Barbara Foggiato, Marta Villa</i>	
Il ritorno del Gipeto	53
<i>La Redazione</i>	
Indici dei notiziari precedenti dal 2012 al 2019	67



SOMMARIO 2021

<i>Maurizio Alfieri</i>	
Dinosauri in Dolomiti	3
<i>Alberto Bertini</i>	
Le Cascate della Valle di San Lucano	17
<i>Matteo Isotton</i>	
L'Antropocene nel Bellunese	27
<i>Anastasia Sebellin, Sergio Ballestrin</i>	
Il prato di Schiba, un luogo "magico" alle pendici del Monte Grappa	35
<i>Jole Ceresatto</i>	
Degrado della composizione floristica dei prati e dei pascoli montani: alcune specie indicatrici	49
<i>Andrea Pereswiet-Soltan, Gabriele Filippin</i>	
Aggiornamento delle conoscenze sui pipistrelli della provincia di Belluno	55
<i>Barbara Foggiato, Marta Villa</i>	
Il castoro	69
<i>La redazione</i>	
Indici dei notiziari precedenti (2012-2020)	85