



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

**CORSO DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E
GEOLOGIA TECNICA**

TESI DI LAUREA

**EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA
DEL CONOIDE FLUVIOGLACIALE DI LARES (TN)
DALLA PICCOLA ETÀ GLACIALE
ALL'ATTUALE**

Relatore: Professore Paolo Mozzi

Correlatore: Professore Simone Bizzi

Laureanda: Marisa Groff

ANNO ACCADEMICO 2021/2022

A tutti coloro che mi sono stati vicini

Indice

Lista dei simboli.....	I
Indice delle figure	II
Indice delle tabelle.....	VI
1. Introduzione	1
1.1 Obiettivo della tesi.....	1
1.2 Conoide fluvioglaciale: definizione.....	2
1.2.1 Il conoide fluvioglaciale di Lares	2
1.3 Morfologia	4
1.3.1 Morfologia composita.....	5
1.4 Condizioni per lo sviluppo di un conoide	8
1.5 Processi che si verificano sui conoidi	9
1.6 Controllo sui processi del conoide	13
2. Inquadramento dell'area di studio	15
2.1 Inquadramento geografico	15
2.1.1 Orografia	16
2.1.2 Idrografia.....	16
2.1.3 Ambiente.....	17
2.2 Inquadramento geologico	17
2.2.1 Le rocce incassanti	19
2.2.2 Metamorfismo di contatto	20
2.2.3 Assetto tettonico	20
2.2.4 Litologia del substrato roccioso del bacino di drenaggio	21
2.3 Inquadramento geomorfologico	22
2.3.1 Cenni sulle grandi glaciazioni	22
2.3.1.1 Piccola età glaciale - PEG	24
2.3.1.2 Considerazioni riguardo i ghiacciai trentini dalla PEG all'attuale	25
2.3.1.3 La Vedretta di Lares: evoluzione	27
2.3.2 Evoluzione quaternaria	31
2.3.2.1 La formazione dei laghi: lago di Lares e lago proglaciale	33
2.4 Il clima.....	33
2.4.1 Scenari del clima futuro	34
3. Materiali e metodi	36
3.1 Ortofoto	36
3.1.1 Estratto ortofoto 1954	36
3.1.2 Estratto ortofoto 1973	37

3.1.3 Estratto ortofoto 1988.....	37
3.1.4 Estratto ortofoto 1994.....	38
3.1.5 Estratto ortofoto 2006.....	39
3.1.6 Estratto ortofoto 2008.....	40
3.1.7 Estratto ortofoto 2015.....	41
3.2 Immagine Landsat 08/2017.....	42
3.3 Carta Tecnica Provinciale (CTP).....	43
3.4 Rilievo Lidar.....	43
3.4.1 Modello digitale del terreno (DTM).....	44
3.5 Software QGis.....	44
3.5.1 Modalità di digitalizzazione del conoide fluvioglaciale per il processo di analisi evolutiva.....	45
3.5.2 Modalità di rappresentazione degli elementi nella carta geomorfologica dell'alta val di Lares.....	46
3.5.2.1 Lo stato di attività delle forme dei depositi.....	47
3.6 Acquisizione da drone.....	47
3.7 Dati meteorologici.....	51
3.7.1 Dati di precipitazione.....	51
3.7.2 Dati di temperatura.....	52
3.8 Software excel.....	53
3.8.1 Rappresentazione nei diversi anni delle aree vegetate e non vegetate del conoide fluvioglaciale di Lares.....	53
3.8.2 Relazione temperatura e superficie ghiacciaio.....	53
3.8.3 Relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares.....	54
3.8.4 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares.....	54
3.8.5 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio.....	54
3.8.6 Relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares.....	55
4. Risultati.....	57
4.1 Carta geomorfologica dell'alta val di Lares.....	57
4.2 Analisi evolutiva conoide fluvioglaciale di Lares.....	58
4.3 Rappresentazione nei diversi anni delle aree vegetate e non vegetate del conoide fluvioglaciale di Lares.....	62
4.4 Relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares.....	63
4.5 Relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares.....	64
4.6 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares.....	65
4.7 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio.....	66

4.8 Relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares	67
5. Discussione	73
5.1 Deduzioni e interpretazioni sulla base dell'osservazione della carta geomorfologica dell'alta val di Lares	73
5.2 Considerazioni riguardo il processo di analisi evolutiva del conoide fluvioglaciale di Lares.....	74
5.3 Interpretazione grafici	76
6. Conclusioni.....	83
7. Bibliografia.....	86

Lista dei simboli

Km	Chilometri;
m s.l.m.	Metri sul livello del mare;
Km ²	Chilometri quadrati;
Ma	Milioni;
°C	Gradi centigradi;
m	metri;
cm	centimetri;
ha	ettari;
Km/h	Chilometri all'ora;
m/s	Metri al secondo;
N	Nord;
NW	Nord-ovest;
NE	Nord-est;
SW	Sud-ovest;
SE	Sud-est;
WNW	Ovest- nord ovest;
ESE	Est- sud est;

Indice delle figure

1. Introduzione

- Figura 1.1. Pareti sub verticali del canalone della forra (foto M. Groff, 2021). 3
- Figura 1.2. Vista frontale del conoide fluvioglaciale di Lares dal fianco destro della valle omonima (foto M. Groff, 2021). 3
- Figura 1.3. Caratteristiche morfologiche di un conoide (da Blair & Mc Pherson, 1994) 5
- Figura 1.4. Diagramma schematico delle pendenze, con un'esagerazione verticale 2x, di vari associazioni di processi primari operativi sul conoide (da Blair & Mc Pherson, 1994) 7
- Figura 1.5. La sezione BB' mostra il profilo trasversale del conoide (da Lucchi, 1980) 8
- Figura 1.6. Diagramma schematico dei principali processi primari e secondari sui conoidi, (a) in conoidi dominati dal flusso di acqua e (b) in conoidi dominati da debris flow (da Blair & McPherson, 1994) 12

2. Inquadramento dell'area di studio

- Figura 2.1. Inquadramento geografico dell'area oggetto di studio (da Google Earth) 15
- Figura 2.2. Inquadramento geografico della val di Lares, cerchiata in rosso è indicata la posizione dell'area studio (dal Portale Geocartografico trentino). 16
- Figura 2.3. Carta Geologica d'Italia: foglio 058 – Monte Adamello (da ISPRA) 17
- Figura 2.4. Rappresentazione dei diversi corpi plutonici (da Carta Geologica d'Italia: Foglio 058 – Monte Adamello ISPRA) 19
- Figura 2.5. Schema dei rapporti stratigrafici e geometrici delle successioni permo-triassiche sudalpine al margine meridionale e occidentale del batolite dell'Adamello (da Brack in Callegari & Brack, 2002) 20
- Figura 2.6. Posizione tettonica del massiccio dell'Adamello (da Brack & Schirolli, 2003) 21
- Figura 2.7. Panorama dell'alta val di Lares: in primo piano i depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali e fluvioglaciali, sullo sfondo Cima degli Obici 2802 m s.l.m. e Monte Coel 2870 m s.l.m. (foto M. Groff, 2021) 22
- Figura 2.8. Diagramma schematico che mostra l'evoluzione temporale dell'estensione dei ghiacciai nel cuore delle Alpi (in azzurro) e all'esterno della catena alpina (in blu) confrontati con i range stratigrafici degli importanti e datati archivi paleoclimatici, sedimentari e paleoambientali Würmiani nelle Alpi e nell'avampaese. Alpi occidentali (in blu): 1. North Grésivaudan (Guiter et al., 2008), 2) Les Echets (de Beaulieu & Reille, 1984). Settore alpino settentrionale (in grigio): 1) Baumkerchen (Spötl et al., 2013; Barrett et al., 2017), 2) Unteragenberg (Starnberger et al., 2013), 3) Gossau (Preusser et al., 2003), 4) Hopfgarten and Kitz-büel (Reitner & Draxler, 2002), 5)

Nesseltalgraben (Mayr et al., 2017), 6) Samerberg (Grüger, 1979), 7) Thalgut (Preusser & Schlüchter, 2004), 8) Mondsee (Drescher-Schneider, 2000), 9) Niederweningen (Dehnert et al., 2012), 10) Füramoos (Müller et al., 2003), 11) Jam-mertal (Müller, 2000). Settore alpino meridionale (in rosso): 1) Albeins (Fliri, 1971), 2) Spormaggiore (Avanzini et al., 2012), 3) Vilminore (unpublished data), 4) Valeriano (Monegato et al., 2010), 5) Garda and Tagliamento (Monegato et al., 2007, 2017), 6) Castelnovate (Orombelli, 1986), 7) Fimon (Monegato et al., 2011), 8) Casaletto Ceredano (Ravazzi et al., 2018), 9) Piancada (Hippe et al., 2018), 10) Azzano Decimo (Pini et al., 2009) (da Monegato & Ravazzi, 2018).....23

Figura 2.9. I ghiacciai della Lobbia (a sinistra) e del Mandrone (a destra) nel 1864 ritratti da Julius Payer 24

Figura 2.10. Estensione del ghiacciaio di Lares durante la PEG e nel 2015 (da *Webgis Provincia Autonoma di Trento*) 25

Figura 2.11. Quota del fronte glaciale medio determinato attraverso la media della quota frontale di tutti i ghiacciai nei diversi periodi (da *Bertoni & Casarotto, 2015*) 26

Figura 2.12. Fronte occidentale della Vedretta di Lares, area occupata successivamente dal Lago di Lares (foto *G. Merciai, 1919*) 28

Figura 2.13. Digitalizzazione dei diversi corpi (da *M.Groff,2020*) 29

Figura 2.14. Linea di equilibrio dei diversi corpi nei diversi anni (da *M.Groff,2020*) 29

Figura 2.15. Quota della fronte dei diversi corpi nei diversi anni (da *M.Groff,2020*) 30

Figura 2.16. Superficie totale ghiacciaio dei diversi corpi nei diversi anni (da *M.Groff,2020*) 30

Figura 2.17. Variazione percentuale della superficie glaciale dalla fine della PEG per il gruppo dell'Adamello (da *Bertoni & Casarotto, 2015*) e per il ghiacciaio di Lares (da *M.Groff, 2020*)..... 31

Figura 2.18. Fascia rocciosa vista dalla lingua della Vedretta di Lares (foto *M. Groff, 2016*) 32

Figura 2.19. Il lago di Lares e il lago proglaciale visti dal ghiacciaio di Lares (foto *M. Groff, 2019*) 33

Figura 2.20. Come e quando si origina il vento Föhn (da *Meteored*) 34

3. Materiali e metodi

Figura 3.1. Ortofoto anno 1954 di proprietà del MUSE, IGM e PAT (da *Ufficio Sistemi Informativi – Dipartimento Territorio, Ambiente, Energia e Cooperazione – Provincia Autonoma di Trento*).. 36

Figura 3.2. Ortofoto anno 1973 di proprietà della PAT (da *Portale Geocartografico Trentino*)..... 37

Figura 3.3. Ortofoto anno 1988 di proprietà della Compagnia Generale Ripresearee di Parma e della PAT (da *Muse – Museo delle Scienze - TN*)..38

Figura 3.4. Ortofoto anno 1994 di proprietà della Compagnia Generale Ripresearee di Parma e della PAT (<i>dal Portale Geocartografico Trentino</i>)..	39
Figura 3.5. Ortofoto anno 2006 di proprietà della Compagnia Generale Ripresearee di Parma e della PAT (<i>da Muse – Museo delle Scienze - TN</i>)..	40
Figura 3.6. Ortofoto anno 2008 di proprietà dell'Agea (<i>da Muse – Museo delle Scienze - TN</i>).....	41
Figura 3.7. Ortofoto anno 2015 di proprietà della PAT (<i>da Portale Geocartografico Trentino</i>).....	42
Figura 3.8. Immagine Landsat 08/2017 (da Google Earth).....	42
Figura 3.9. Immagine DTM PAT 2014 (da Portale Geocartografico Trentino)	45
Figura 3.10. Simbologia delle granulometrie prevalenti nei depositi (<i>da ISPRA</i>)	47
Figura 3.11. Posizionamento target sulla superficie del conoide (<i>foto M.Groff, 2022</i>)	49
Figura 3.12. Misura delle coordinate geografiche tramite GPS differenziale in corrispondenza del target (<i>foto N.Groff, 2022</i>).....	50
Figura 3.13.Ortofoto anno 2022 elaborata da rilievo drone	51
Figura 3.14. Modello digitale di superficie (DSM) elaborato da rilievo drone	51
Figura 3.15. Posizione stazione meteo di Pinzolo rispetto all'area oggetto di studio (<i>da Google Satellite</i>).....	52
Figura 3.16. Posizione stazione meteo di Tione rispetto all'area oggetto di studio (<i>da Google Satellite</i>).....	53
Figura 3.17. Posizione stazione meteo della val di Genova (O.P.Enel) rispetto all'area oggetto di studio (<i>da Google Satellite</i>).....	54
4. Risultati	
Figura 4.1. Carta geomorfologica dell'alta val di Lares.....	58
Figura 4.2. Analisi conoide anno 1954	60
Figura 4.3. Analisi conoide anno 1973	60
Figura 4.4. Analisi conoide anno 1988	60
Figura 4.5. Analisi conoide anno 1994	61
Figura 4.6. Analisi conoide anno 2006	61
Figura 4.7. Analisi conoide anno 2008	61
Figura 4.8. Analisi conoide anno 2015	62
Figura 4.9. Analisi conoide anno 2022	62
Figura 4.10. Rappresentazione nei diversi anni delle aree in percentuale, vegetate e non vegetate, del conoide fluvio-glaciale di Lares.....	63

Figura 4.11. Grafico relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares ...	64
Figura 4.12. Grafico relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares	65
Figura 4.13. Grafico relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares	66
Figura 4.14. Grafico relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio	67
Figura 4.15. 1° grafico relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares	69
Figura 4.16. 2° grafico relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares	71
Figura 4.17. Grafico relazione precipitazioni (serie Tione), superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares	73
5. Discussione	
Figura 5.1. Sistema morenico e fronte del ghiacciaio durante la PEG e nel 2015 (<i>da Portale Geocartografico Trentino</i>).....	75
Figura 5.2a. Ortofoto anno 2022. In verde chiaro è rappresentata l'area del conoide vegetata con arbusti e larici per l'anno 2022, mentre in verde scuro l'area del conoide vegetata con arbusti e larici per l'anno 2015. Con una numerazione da 1 a 11 si sono distinte le diverse zone. In legenda sono riportati per ciascuna zona gli aumenti di superficie in ettari rispetto all'anno 2015	76
Figura 5.2b. Ortofoto anno 2022. In verde/giallo è rappresentata l'area del conoide vegetata con arbusti e larici per l'anno 2022, mentre in verde scuro l'area del conoide vegetata con arbusti e larici per l'anno 2015. Con una numerazione da 1 a 2 si sono distinte le diverse zone. In legenda sono riportati per ciascuna zona gli aumenti di superficie in ettari rispetto all'anno 2015	76
Figura 5.3. Visione frontale del conoide fluvioglaciale oggetto di studio, cerchiata in rosso è indicata la posizione della scarpata (<i>foto M. Groff, 2021</i>)..	77
Figura 5.4. Vista lago di Lares, ghiacciaio di Lares e lago proglaciale dal bivacco Corno di Cavento (<i>foto M. Groff, luglio 2009</i>).....	79
Figura 5.5. Vista lago di Lares, ghiacciaio di Lares e lago proglaciale dal bivacco Corno di Cavento (<i>foto M. Groff, luglio 2017</i>).....	79

Indice delle tabelle

Tabella 2.1. Variazione del fronte medio nei diversi periodi (da Bertoni & Casarotto, 2015).....	26
--	----

1. Introduzione

1.1 Obiettivo della tesi

Con la presente tesi si è svolto uno studio incentrato sull'analisi evolutiva del conoide fluvio-glaciale in alta val di Lares (TN), alimentato dalle acque di fusione del ghiacciaio di Lares. In particolare l'analisi condotta si è concentrata su un intervallo temporale compreso dalla fine della piccola età glaciale all'attuale.

Gli obiettivi di questo lavoro sono stati di definire l'effetto che la contrazione del ghiacciaio di Lares ha avuto sul conoide nel corso degli anni, di comprendere il rapporto che intercorre fra il rimodellamento del conoide e l'andamento delle precipitazioni, di individuare il meccanismo di produzione di sedimenti nel bacino di drenaggio per la costruzione del conoide stesso.

Un fattore rilevante che influenza fortemente i processi sedimentari e deposizionali di un conoide fluviale sono le precipitazioni. In particolare si considera la quantità media annua e mensile e la frequenza dei singoli eventi di precipitazione intensa. In questo studio si è cercato di indagare come questa variabile climatica influisca sul trasporto dei sedimenti e sull'attività fluviale. Si è anche tentato di comprendere come vengano prodotti i sedimenti nel bacino di drenaggio per la costruzione del conoide fluvio-glaciale, una condizione importante per lo sviluppo stesso del conoide, legata sia alla litologia e struttura del substrato roccioso che alla forma del bacino di drenaggio. Infine, essendo noto l'attuale importante trend di ritirata del ghiacciaio di Lares, si è osservato se e come questo fenomeno di deglaciazione influisca sulla dinamica del conoide d'interesse.

Questo dettagliato studio evolutivo dell'area in esame permette di capire se e in che modo il cambiamento climatico in atto influisca sulla dinamica del conoide oggetto di studio. Lo studio consente inoltre di fornire dati relativi all'evoluzione del sistema fluviale di alta quota e delle relazioni tra i deflussi fluvio-glaciali e precipitazioni e i possibili impatti a valle. Infine, può consentire al Parco naturale Adamello Brenta, entro cui ricade l'area di studio e il Club Alpino Italiano di acquisire un comportamento più critico durante la realizzazione di nuovi sentieri che attraversano conoidi e torrenti di origine fluvio-glaciale, garantendo in questo modo la sicurezza delle persone e delle cose; analogamente lo studio può essere di ausilio alle diverse aziende e enti territoriali che devono realizzare strade e piste forestali in tali contesti geomorfologici.

1.2 Conoide fluvioglaciale: definizione

Un conoide fluvioglaciale è un corpo sedimentario con forma tipicamente a ventaglio che si irradia dal punto in cui il corso d'acqua proveniente da un ghiacciaio in fusione esce da una stretta valle (Ricci Lucchi 1980). Il conoide si localizza quindi dove cambia il gradiente topografico e la corrente prima incanalata, si può espandere in un'area aperta. La combinazione di questi fattori fa perdere velocità e capacità di trasporto. Vengono quindi depositati prevalentemente materiali grossolani con scarsa selezione.

L'ambiente di conoide ha le seguenti caratteristiche:

- il trasporto di sedimento avviene in condizioni di alta energia;
- la composizione del sedimento riflette una provenienza locale e un trasporto breve;
- i clasti hanno dimensioni molto varie.

La porzione distale del conoide può confinare con ambienti fluviali o lacustri.

1.2.1 Il conoide fluvioglaciale di Lares

Il conoide fluvioglaciale oggetto di studio si colloca allo sbocco di una stretta e profonda forra di lunghezza 1,2 km e incisa dal passaggio di un torrente formato dalle acque di fusione del ghiacciaio di Lares. Questo torrente insieme alla confluenza di altri corsi d'acqua costituisce il Rio Lares. La forra ha un accesso diretto alla Vedretta di Lares. Le pareti sub verticali di questa forra sono in rocce tonalitiche e intensamente fratturate; sono infatti soggette a frequenti crolli (figura 1.1).

Il conoide occupa una superficie complessiva di circa 10 ettari e ha un'esposizione prevalentemente est (figura 1.2). Il conoide è limitato verso nord dalla presenza di ripidi versanti in roccia; mentre verso sud è limitato dall'asse della val di Lares, che è una valle sospesa di origine glaciale posta in destra idrografica della val di Genova.



Figura. 1.1 Pareti sub verticali della forra (foto M. Groff, 2021)



Figura 1.2 Vista frontale del conoide fluvioglaciale di Lares dal fianco destro della valle omonima (foto M. Groff, 2021)

1.3 Morfologia

I principali elementi morfologici di un conoide fluviale sono il bacino di drenaggio, il canale principale, l'apice, il canale inciso, i canali distributori, il punto d'intersezione e il lobo deposizionale attivo (Blair e McPherson 1994). Ciò è valido anche nel caso di un conoide fluvioglaciale, anche se in questo caso le acque di fusione del ghiacciaio rappresentano una parte importante delle portate del corso d'acqua e i detriti di origine glaciale contribuiscono al trasporto solido.

Il bacino di drenaggio costituisce l'area dalla quale derivano i sedimenti e l'acqua. Il corso d'acqua nel bacino di drenaggio, di ordine più elevato e diretto verso il conoide è chiamato canale principale. Di solito è presente un unico canale principale. In alcuni casi però vi possono essere più canali principali (figura 1.3b). L'apice di un conoide fluvioglaciale è il punto dove il canale principale esce da una stretta valle (figura 1.3c e d). Questo punto rappresenta la parte più proximale e più alta di un conoide. Il canale inciso è la prosecuzione lungo la superficie del conoide del canale principale (figura 1.3a). Questo può essere costituito da un singolo tronco o dividersi verso valle in diversi canali distributori. I canali incisi di solito terminano nella parte alta o media del conoide, ma possono anche estendersi verso il margine distale. Il punto d'intersezione è legato al profilo di equilibrio del conoide: il punto d'intersezione distingue una zona superiore in erosione da una zona inferiore dove avviene la deposizione. In effetti, il segmento del conoide a valle del punto di intersezione corrisponde ad un'area denominata lobo attivo deposizionale. La lunghezza dell'arco del lobo attivo deposizionale è una funzione del raggio del lobo e dell'angolo di espansione del lobo. Queste principali caratteristiche morfologiche permettono di suddividere ipoteticamente il conoide in tre settori:

- *Conoide apicale*: comprende il canale principale di solito fortemente inciso nei depositi di conoide. Nel settore apicale si raggiunge il gradiente topografico più elevato, con pendenze anche prossime ai 10°. I sedimenti sono grossolani e poco selezionati.
- *Conoide intermedia*: il canale principale si ramifica in canali distributori sempre meno incisi fino alla base. La parte intermedia del conoide è data da una stretta fascia di equilibrio tra erosione e sedimentazione o non deposizione; a monte di questa fascia il torrente tende ad incidere il sedimento, mentre a valle prevale la sedimentazione.
- *Conoide distale*: caratterizzato da pendenze basse e da sedimenti più fini.

A seconda della variazione di portata del torrente nel tempo si osserva una migrazione longitudinale del conoide. Se la portata aumenta il conoide tende a deporre sedimenti più all'esterno, *prograda*. Se la portata diminuisce, il conoide tende a *retrogradare*.

I principali sottoambienti del conoide sono i *canali* e le *zone di intercanale*; entrambi possono essere attivi o inattivi. I canali sono caratterizzati da sedimenti ghiaioso - sabbiosi mal stratificati nella parte prossimale del conoide; da barre con orientazione prevalentemente longitudinale nella parte intermedia e da barre tendenzialmente trasversali nella parte distale. Le zone di intercanale sono costituite dai depositi inattivi tra i canali e sono raggiunte solamente in regime di piena.

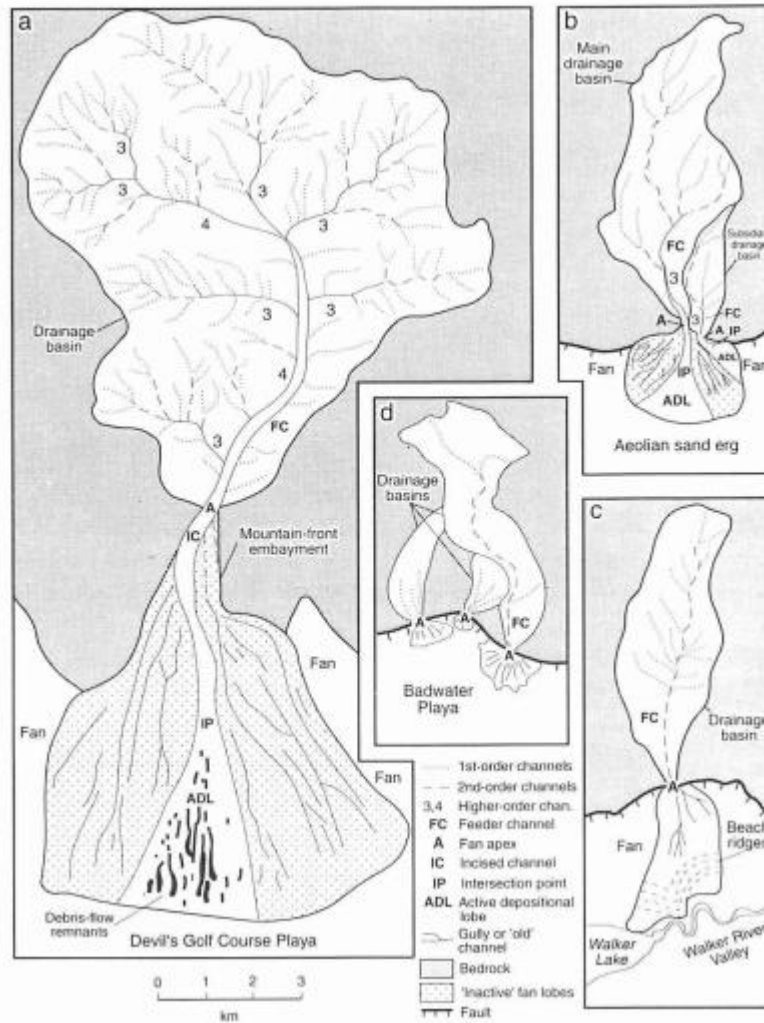


Figura 1.3. Caratteristiche morfologiche di un conoide (da Blair & McPherson, 1994)

1.3.1 Morfologia composta

Gli elementi più significativi della morfologia composta di un conoide sono la forma in pianta, la presenza o l'assenza di un canale inciso, il profilo radiale e il profilo trasversale (Blair e McPherson 1994).

Forma in pianta e canali incisi

La forma in pianta di un conoide nel caso in cui possa progredire senza costrizioni laterali è semi-circolare. La crescita radiale di un conoide può essere limitata dalla presenza di laghi perenni o fiumi che erodono la parte distale del conoide.

La presenza o l'assenza di un canale inciso nella parte prossimale del conoide è un'ulteriore importante caratteristica della composizione morfologica del conoide stesso. I canali incisi estendono la lunghezza radiale del conoide fungendo da condotti per i flussi di acqua e di sedimenti, posizionano il lobo deposizionale attivo in un punto più lontano dall'apice del conoide rispetto a conoidi privi di canali incisi. La presenza di un canale inciso promuove quindi l'estensione del conoide.

Profilo radiale

Il profilo radiale del conoide è la caratteristica più significativa della morfologia composita in quanto misura la pendenza interessata dai flussi sedimentari lungo la superficie del conoide. I due principali fattori di controllo della pendenza media e delle variazioni di pendenza lungo il profilo radiale sono: i processi operativi dominanti sul conoide e la granulometria media dei sedimenti. Il profilo radiale riflette i tipi di processi che costruiscono il conoide in quanto le differenze nelle proprietà fisiche di ogni processo danno origine a depositi con diversa pendenza. Gli accumuli di caduta libera formano coni detritici molto ripidi, tipicamente tra 30° e 40°. Il materiale di caduta libera rimaneggiato da debris flows, genera pendenze del conoide comprese tra 10° e 30°. Debris flows ricche in clasti, blocchi e grandi massi, tipicamente costruiscono conoidi con pendenze comprese tra i 5° e i 15°, mentre i conoidi dominati da processi fluviali hanno le pendenze più basse, circa 2°- 6° (figura 1.4).

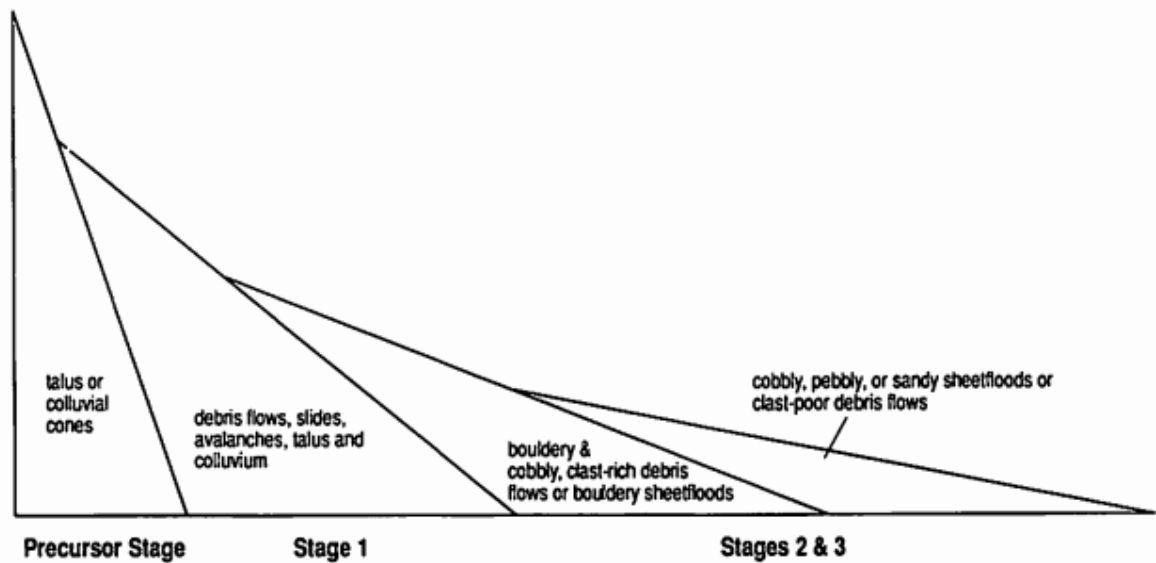


Figura 1.4. Diagramma schematico delle pendenze, con un'esagerazione verticale 2x, di vari associazioni di processi primari operativi sul conoide (da Blair & McPherson, 1994)

Un altro importante fattore nella determinazione della pendenza radiale del conoide è la granulometria dei sedimenti. Esiste una relazione diretta tra la pendenza del conoide e le dimensioni del materiale, in effetti la pendenza del conoide aumenta all'aumentare della granulometria. La pendenza di un conoide costituito da depositi ghiaiosi è quindi maggiore di quella di un conoide costituito da depositi sabbiosi.

Profilo trasversale

I profili trasversali mostrano una geometria piano-convessa. L'altezza dei profili trasversali può variare tra i conoidi per differenze di rilievo dovute a variazione della granulometria o al processo deposizionale operativo (figura 1.5).

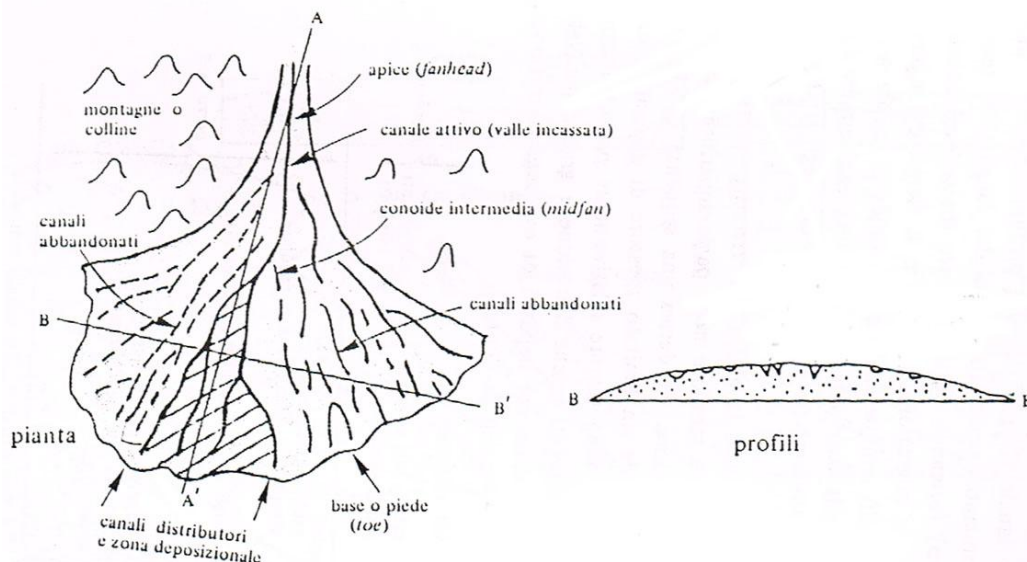


Figura 1.5. La sezione BB' mostra il profilo trasversale del conoide (da Ricci Lucchi, 1980)

1.4 Condizioni per lo sviluppo di un conoide

Le condizioni necessarie per lo sviluppo di un conoide sono (Blair e McPherson 1994) :

- presenza di un contesto topografico dove si ha l'uscita di un corso d'acqua da un'area confinata ad una non confinata
- sufficiente produzione di sedimenti nel bacino di drenaggio per la costruzione del conoide
- sviluppo di frequenti ed intense precipitazioni che creano un elevato scarico di acqua necessario al trasporto di sedimenti dal bacino al conoide

Gli assetti topografici che portano allo sviluppo di conoidi sono dove si hanno dei corsi d'acqua che da una valle laterale entrano in una valle più ampia.

La produzione di sedimenti, la seconda condizione necessaria per lo sviluppo dei conoidi, è garantita dalla disgregazione delle rocce a seguito dei processi che si verificano sulla superficie terrestre. La produzione di sedimenti nel bacino di drenaggio è legato alla presenza di rilievi ed aumenta esponenzialmente all'aumentare dei rilievi a seguito dell'effetto della gravità sull'erosione dei versanti. I bacini di drenaggio in valli paraglaciali o in valli fluviali, hanno depositato precedentemente sedimenti glaciali o fluviali che sono quindi disponibili per il riciclaggio al conoide.

La terza condizione necessaria per lo sviluppo di un conoide è un meccanismo che permette il movimento dei sedimenti dal bacino di drenaggio all'ambiente di conoide. Ciò richiede un deflusso idrico che può essere dovuto a un evento di precipitazione intenso, anche se breve; di fusione glaciale o di scioglimento delle nevi oppure la combinazione di tutti questi processi.

Il tipo di topografia e di forma del bacino di drenaggio del conoide lo rende particolarmente incline a generare piene catastrofiche. Le precipitazioni che cadono in questi bacini di drenaggio sono velocemente incanalate nei canali principali dando origine a flussi con il potenziale di spostare sedimenti estremamente grossolani.

L'aggradazione del conoide richiede che le piene perdano parte della loro capacità di trasportare sedimenti all'uscita del bacino di drenaggio. Questa perdita di competenza e capacità è in funzione della diminuzione della profondità del flusso e della velocità, dovuta principalmente a: un'espansione laterale del flusso dall'apice del conoide e una diminuzione della pendenza topografica quando il flusso raggiunge l'ambiente di conoide.

1.5 Processi che si verificano sui conoidi

I processi sedimentari attivi che si verificano sui conoidi fluviali sono di due tipi: *primario* e *secondario* (figura 1.6) (Blair e McPherson 1994). I *processi primari* sono i responsabili del trasporto di sedimenti dal bacino di drenaggio al conoide. Questi processi includono: rockfalls, rock slides, rock avalanches, gravity slides, debris flow, sheetfloods e lo sviluppo di canali principali incisi. I processi primari favoriscono la costruzione del conoide e agiscono in concomitanza con l'allargamento del bacino di drenaggio a causa della rimozione di sedimenti. I processi sedimentari primari sono generalmente innescati da rari e catastrofici eventi alluvionali o da terremoti; questi perciò sono di breve durata, ma di alto impatto per quanto riguarda la costruzione del conoide.

I processi primari sui conoidi sono divisi in due classi: fluid-gravity flows e sediment-gravity flows. Il trasporto e la deposizione di sedimenti nei fluid-gravity flows è dovuto al movimento verso valle dell'acqua. Il trasporto in questi flussi è compiuto dalla forza attiva di movimento dell'acqua sulle particelle solide. D'altra parte il trasporto verso valle nel sediment-gravity flows è causato dalla forza di gravità che agisce direttamente sulle particelle solide.

Nei processi di tipo sediment-gravity sono inclusi, secondo Blair e McPherson (1994) i:

- rockfalls

Con il termine Rockfalls si intende il movimento verso il basso di blocchi di roccia che cadono sotto la forza del loro stesso peso. I blocchi di roccia possono rotolare o rimbalzare verso valle o accumularsi alla base delle pareti rocciose secondo il loro angolo di riposo (30°/ 40°) a formare falde detritiche.

- rock slides

Una rock slides è un tipo di frana che si verifica quando una massa di roccia si muove velocemente verso il basso con movimento traslativo. I corpi di frana derivanti dal distacco hanno forma di vario tipo.

- rock avalanches

Il rapido movimento di una grande massa di substrato intensamente fratturato può causare la sua disintegrazione in blocchi o in frammenti più fini che si muovono verso valle. Questo flusso granulare prende il nome di rock avalanches. Le rock avalanches si muovono con velocità elevate nell'ordine dei 100 km/h e su distanze anche di alcuni chilometri. Le sorgenti di energia nelle rock avalanches sono l'energia potenziale e l'energia cinetica che viene acquistata durante il movimento verso valle.

- gravity slides

Le gravity slides sono una famiglia di movimenti in massa caratterizzate da corpi distinti di basamento posizionati inizialmente su pendenze instabili. Si muovono lentamente o rapidamente verso il basso lungo superfici basali chiamate superfici di scivolamento.

- debris flows

Una colata di detrito è una miscela di acqua, sedimenti scarsamente selezionati e altro detrito che si muove per gravità ad elevata velocità (Iverson, 1997). Nel particolare i debris flow sono miscele estremamente mobili di sedimento poco classato ad elevata concentrazione e generalmente caratterizzate da un piccolo quantitativo di frazione argillosa. Questo tipo di fenomeno può svilupparsi sia su versanti (debris flow non canalizzati) che all'interno di incisioni più o meno profonde (debris flow canalizzati). Comunemente si generano in qualsiasi luogo dove vi siano le condizioni che ne favoriscano l'innescò: presenza di detrito sciolto, precipitazioni brevi ma intense, bacini con tempi di corrivazione ridotti, pendenze medie elevate ($>20^\circ$) e presenza di zone di possibile propagazione (incisioni, conoidi o falde detritiche, ecc.). Le colate detritiche si muovono con velocità che vanno da 0,5 m/s a 20 m/s (media: 3 - 4 m/s).

Nei processi di tipo fluid-gravity sono inclusi i:

- sheetfloods

I sheetfloods sono eventi in cui si ha un ampio deflusso non confinato che si muove verso valle. L'evento di flusso è di frequenza relativamente bassa e di magnitudo elevata, mentre il flusso stesso è generalmente poco profondo e di breve durata e percorre una distanza limitata. I sheetfloods si generano in seguito ad eventi catastrofici e precipitazioni con un'elevata intensità.

I *processi secondari* sono invece quei fenomeni che causano la rimobilizzazione o la modificazione dei sedimenti che sono stati precedentemente

depositati sul conoide da uno dei processi primari. Il lungo periodo di tempo tra successivi episodi deposizionali primari espone i sedimenti superficiali del conoide alla modificazione dei processi secondari. Questi processi includono il rimaneggiamento da parte delle acque incanalate degli alvei torrentizi e eventualmente: l'attività eolica, la bioturbazione, l'alterazione dei ciottoli e la pedogenesi.

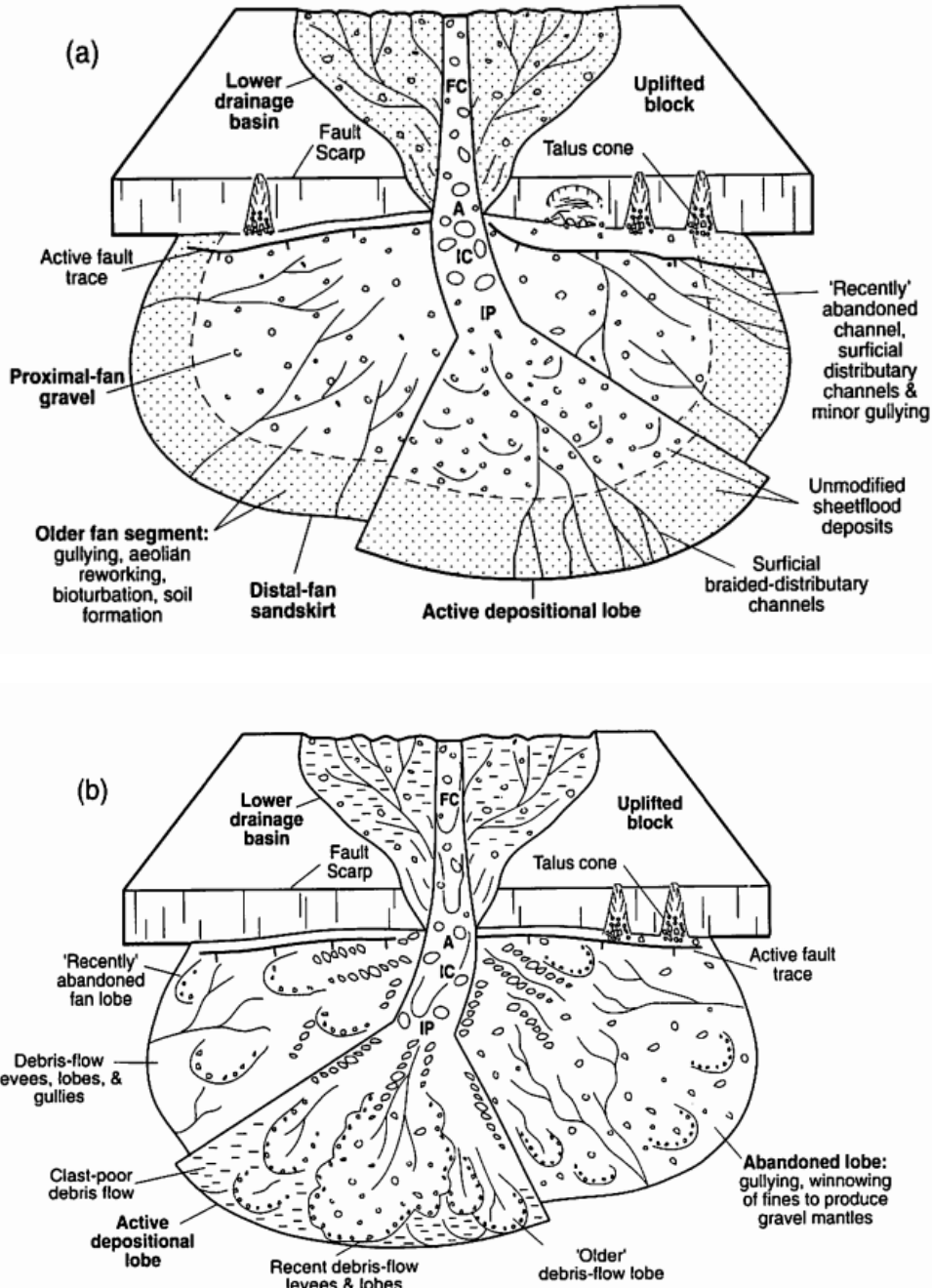


Figura 1.6. Diagramma schematico dei principali processi primari e secondari sui conoidi, (a) in conoidi dominati dal flusso di acqua e (b) in conoidi dominati da debris flow dove FC (feeder channel), IP (intersection point), IC (incised channel), A (fan apex) (da Blair & McPherson, 1994)

1.6 Controllo sui processi del conoide

Ci sono almeno cinque fattori chiave che influenzano fortemente i principali processi sedimentari e deposizionali del conoide e sono: la litologia, il grado di fratturazione del substrato roccioso nel bacino idrografico, la forma e l'evoluzione del bacino drenante, gli ambienti confinanti del conoide, il clima e la tettonica (Blair e McPherson 1994).

Queste variabili formano un sistema di interazione che è estremamente difficile da analizzare o quantificare a causa della sua complessità; l'impatto di ciascuna di queste variabili, tuttavia, può essere notevole.

Litologia

La litologia del substrato roccioso del bacino di drenaggio dal quale il sedimento deriva ha un impatto significativo sui processi primari del conoide. Le rocce con litologia differente producono diversi sedimenti e volumi a causa della loro diversa risposta all'alterazione.

Per esempio i plutoni granitici o gli gneiss si frantumano in particelle di varie dimensioni dalla sabbia a grandi blocchi in risposta a fratture ed esfoliazioni indotte dalla tettonica.

Forma del bacino di drenaggio

L'evoluzione della forma del bacino di drenaggio può avere un impatto sui processi sedimentari del sistema conoide. La forma del bacino di drenaggio è affetta da valori di pendenza, dalla tendenza ad essere soggetta a eventi di piena e dalla capacità di immagazzinamento.

Gli angoli di pendenza in relazione al tipo di litologia possono determinare sia rock avalanches che debris flow o piene. La presenza o l'assenza della capacità di immagazzinamento nel bacino di drenaggio definisce come e quando i sedimenti vengono trasportati al conoide. L'elevazione del bacino di drenaggio può determinare la possibilità di ricevere significative precipitazioni attraverso la pioggia o la neve. La presenza di ghiacciai fornisce deflussi durante la stagione di fusione del ghiaccio. L'orientazione del bacino di drenaggio rispetto al sole può anche influenzare il processo di alterazione delle rocce, di erosione e l'attività di trasporto.

La capacità di un bacino di drenaggio di trasmettere o immagazzinare sedimenti varia significativamente con la sua dimensione areale, che può variare da un km² a centinaia di km².

Effetto degli ambienti confinanti del conoide

Gli ambienti eolici, fluviali, lacustri che delimitano i conoidi possono influenzare i processi in atto, modificando le condizioni deposizionali sul conoide. L'attività eolica può essere dannosa dove i depositi eolici interferiscono con i processi del conoide. Gli ambienti fluviali, di solito sotto forma di fiumi effimeri o

perenni, possono alterare i processi del conoide erodendo i margini distali e rendendo più ripida la pendenza complessiva del conoide stesso.

Effetti delle variabili climatiche sullo sviluppo dei conoidi

Le variabili climatiche più importanti per quanto riguarda lo sviluppo dei conoidi sono: l'andamento e la quantità delle precipitazioni, la temperatura e la vegetazione. Tutte queste variabili influiscono sul tasso di alterazione del substrato roccioso e nell'intervallo di ricorrenza di trasporto di sedimenti dal bacino di drenaggio.

Un aspetto importante delle precipitazioni è l'importo medio annuo che influisce sul tasso di alterazione, sulla vegetazione e sul tasso di trasporto. In assenza di pioggia i processi di alterazione e gli eventi di trasporto sono nulli e la vegetazione risulta estremamente sparsa. Un altro aspetto importante delle precipitazioni è l'intensità e la frequenza degli eventi individuali.

Per quanto riguarda la temperatura si osserva che il tasso di alterazione del substrato roccioso aumenta esponenzialmente con la temperatura. Ad altitudini più elevate del bacino di drenaggio aumenta il tasso di alterazione a seguito di un aumento dei processi di gelo e disgelo.

La vegetazione svolge un importante controllo sulla tipologia dei sedimenti dal bacino di drenaggio. Influisce sulla stabilità della pendenza dei sedimenti rafforzandone la resistenza alla gravità per effetto della maggiore resistenza al taglio a causa della presenza delle radici. Bisogna tener presente che diversi tipi di piante mostrano un effetto variabile sulla pendenza a causa della notevole variabilità di stili e profondità di penetrazione delle radici e alla densità della copertura del terreno.

Effetti tettonici

Le condizioni più comuni e favorevoli per lo sviluppo e la conservazione a lungo termine delle conoidi si trovano in zone tettonicamente attive. Senza una tettonica continua che permetta di mantenere una differenza di rilievo, i conoidi possono subire un'evoluzione limitata. Le caratteristiche più importanti della tettonica comprendono la velocità e il verificarsi del sollevamento, dello sprofondamento e dell'espansione laterale che influenzano la forma, la natura dei processi e i depositi del conoide.

2. Inquadramento dell'area di studio

2.1 Inquadramento geografico

Il conoide fluvioglaciale oggetto di studio è situato nell'alta val di Lares, nel comune di Massimeno in provincia di Trento ed è compreso nella sezione 058080 *Carè Alto* della Carta Tecnica Provinciale della Provincia Autonoma di Trento.

La val di Lares è una valle laterale che confluisce nella val di Genova o val Genova. La val di Genova a sua volta è una valle laterale della val Rendena, interamente compresa nel Parco naturale provinciale dell'Adamello – Brenta (figura 2.1).



Figura 2.1. Inquadramento geografico dell'area oggetto di studio (da Google Earth)

La strada carrozzabile di 17 km che percorre la val di Genova inizia a Carisolo (808 m s.l.m.) staccandosi dalla strada statale 239 di Madonna di Campiglio (TN); ripida e stretta, segue il corso del torrente Sarca di val di Genova, scavalcandolo più volte mediante ponti.

Per raggiungere il sito di studio, in prossimità della Malga Genova si imbecca il sentiero numero 214 che porta verso la val di Lares. Dopo circa 2 ore di cammino si perviene a Malga Lares (1895 m s.l.m.), superata la malga si prosegue in direzione sud lungo l'alveo del rio Lares. Circa a quota 2000 m s.l.m. si lascia il sentiero e si procede in sinistra idrografica per giungere all'area di interesse.

Gli insediamenti e le attività umane sono scarse: nella val di Lares si trova la Malga Lares utilizzata prevalentemente dall'associazione dei cacciatori del comune di Massimeno e i ruderi dell' ex rifugio Lares. Non vi sono né piste da sci né impianti di risalita.

2.1.1 Orografia

La val di Lares è una valle sospesa di origine glaciale che si affaccia sulla val di Genova presso la Malga Genova con un netto gradino alto 700 m. A monte di una caratteristica soglia rocciosa rialzata, si stende un bacino pianeggiante sui 1850 – 1900 m s.l.m., con tratti paludosi, divagazioni torrentizie e cumuli di blocchi tonalitici (Castiglioni 1961). In questo piano scende da sud - ovest un solco vallivo abbastanza profondo, ma altri canali incidono il fianco occidentale, conformato a lunghi costoni inclinati e interrotto da balze rocciose e gradini (figura 2.2).

La Vedretta di Lares, che occupa per la gran parte la porzione più elevata, sotto la lunga cresta M. Folletto (3338 m s.l.m.) – Corno di Cavento (3402 m s.l.m.) – Crozzon di Lares (3354 m s.l.m.), è un ghiacciaio di pendio con debole inclinazione verso Est.

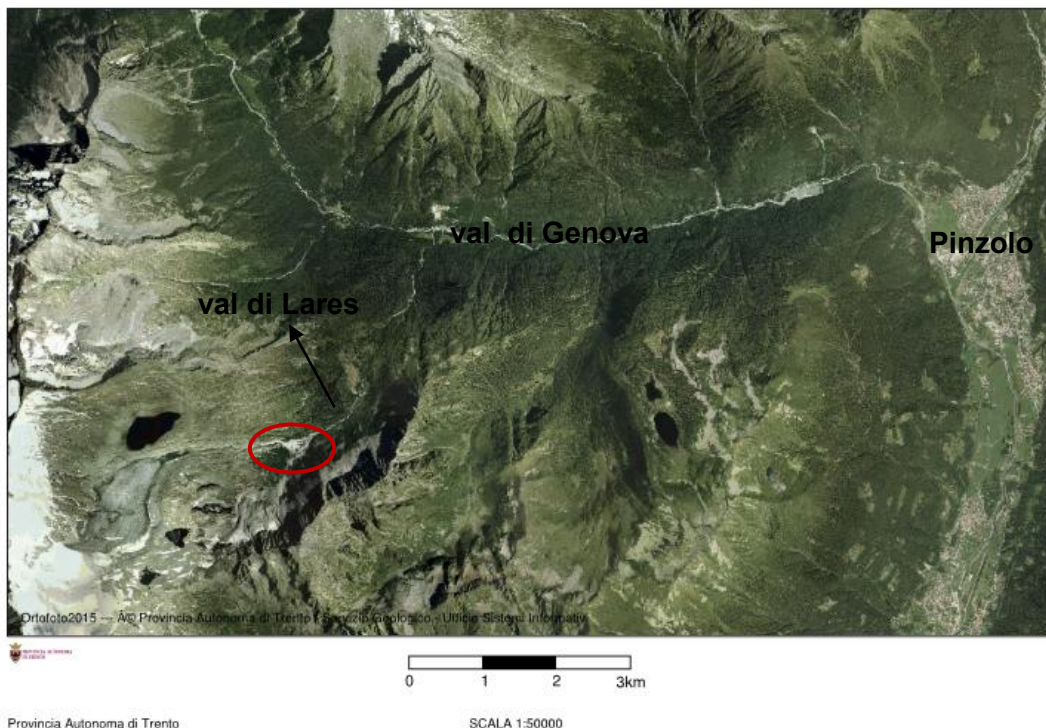


Figura 2.2. Inquadramento geografico della val di Lares, cerchiata in rosso è indicata la posizione dell'area studio (dal Portale Geocartografico trentino)

2.1.2 Idrografia

La val di Lares è percorsa dal rio Lares affluente del torrente Sarca di Genova che scorre lungo l'omonima val di Genova. Il Sarca di Val di Genova confluisce a Pinzolo dove l'insieme delle confluenze del Sarca di Val di Genova, Sarca di Nambrone e Sarca di Campiglio formano il fiume Sarca.

Il fiume Sarca ha una lunghezza di 78 km e un bacino di 1291 km².

2.1.3 Ambiente

Partendo dal fondovalle si incontrano sin verso i 900 - 1000 m s.l.m. prati sfalciabili e boschi di latifoglie. Oltre i 900 - 1000 m s.l.m. il bosco di latifoglie sfuma gradualmente nelle vaste foreste di conifere. A quote più alte il bosco lascia spazio ai cespugli, i più diffusi nell'area sono i rododendri e mirtili. Al di sopra dei 2000 - 2300 m s.l.m. si estendono i vasti pascoli, compatte formazioni erbacee. Salendo oltre il limite dei pascoli a quote superiori a 2500 - 2800 m s.l.m. si incontra un ambiente più aspro e selvaggio.

La grande varietà degli ambienti, la costante disponibilità di acqua e la notevole estensione territoriale del Parco Adamello Brenta permette l'esistenza di un considerevole numero di specie animali.

2.2 Inquadramento geologico

L'area oggetto di studio si colloca all'interno del batolite dell'Adamello ed è compresa nel Foglio 058 Monte Adamello della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del progetto CARG (figura 2.3).

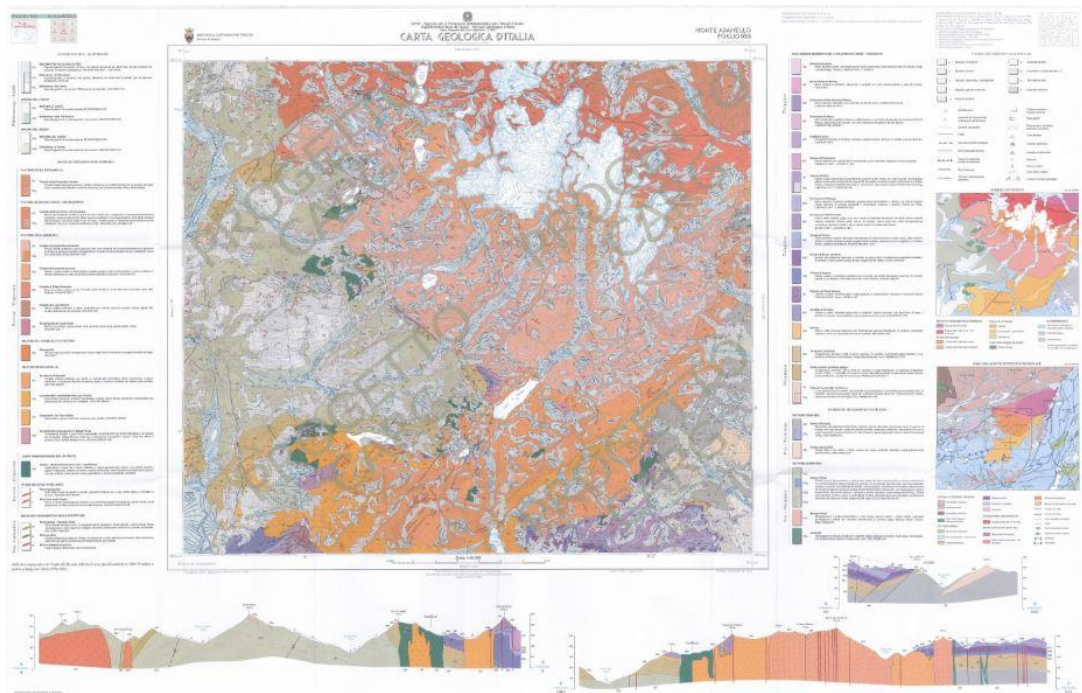


Figura 2.3. Carta Geologica d'Italia: foglio 058 - Monte Adamello (da ISPRA)

Il batolite dell'Adamello è la più importante manifestazione intrusiva del magmatismo collisionale alpino (670 km²), di età eocenica-oligocenica. È costituito da corpi intrusivi di età decrescente da sud (42 Ma) verso nord (34-32 Ma), insediati nelle coperture e nel basamento cristallino delle Alpi Meridionali (Dal Piazz 2008) (figura 2.4). Prevalgono le tonaliti, ma vi si associano corpi di granodioriti, trondhjemititi, leucograniti e numerose masse femiche periferiche.

Plutone Re di Castello

È il plutone più vecchio e più grande del batolite. Affiora nella parte SE del foglio 058 – Monte Adamello. Prevalgono tonaliti e granodioriti a grana medio-fine, con locali varietà leucocratiche, inclusi femici e diversi sistemi filoniani. I principali corpi femici del batolite compresi nel Foglio 058 – Monte Adamello sono corpi dioritici e gabbrici. Si riconoscono: gabbrodioriti e dioriti più o meno biotitiche, a grana minuta e con anfiboli aciculari; gabbroriornblendici a biotite e/o clorite e quarzo interstiziale; dioriti biotitiche con abbondante quarzo e scarso anfibolo; associate tonaliti a biotite e granodioriti a plagioclasio calcico; locali concentrazioni o vene pegmatitiche con vistosi cristalli di orneblenda.

Plutone del Corno Alto e Sostino

Il plutone del Corno Alto e Sostino sono costituiti da granodioriti e trondhjemiti di età eocenica. Nel Foglio 058 – Monte Adamello è presente un piccolo affioramento di micrograniti.

Plutone dell'Adamello

Il plutone dell'Adamello è costituito in prevalenza da tonaliti e leucotonaliti massicce a grana grossa, caratterizzate da prismi tozzi di orneblenda e da biotite colonnare. Presenti anche nuclei femici di forma subsferica e a tendenza porfirica, in matrice a grana minuta.

Plutone della Val d'Avio – Val di Genova

Affiora nel settore NW del foglio 058 – Monte Adamello ed in quello NE, tra i plutoni dell'Adamello e della Presanella. È costituito da tonaliti a grana media. Presenti frequenti nuclei femici a grana minuta. La struttura delle tonaliti è massiccia nel settore interno del plutone, ma diventa foliata procedendo verso le parti marginali.

Plutone della Presanella

È il plutone più settentrionale e recente (29-31 Ma) del batolite. Costituisce l'intero gruppo montuoso della Presanella ed è rappresentato dalla tonalite della Presanella centrale e dalla leucotonalite della val Nambrone.

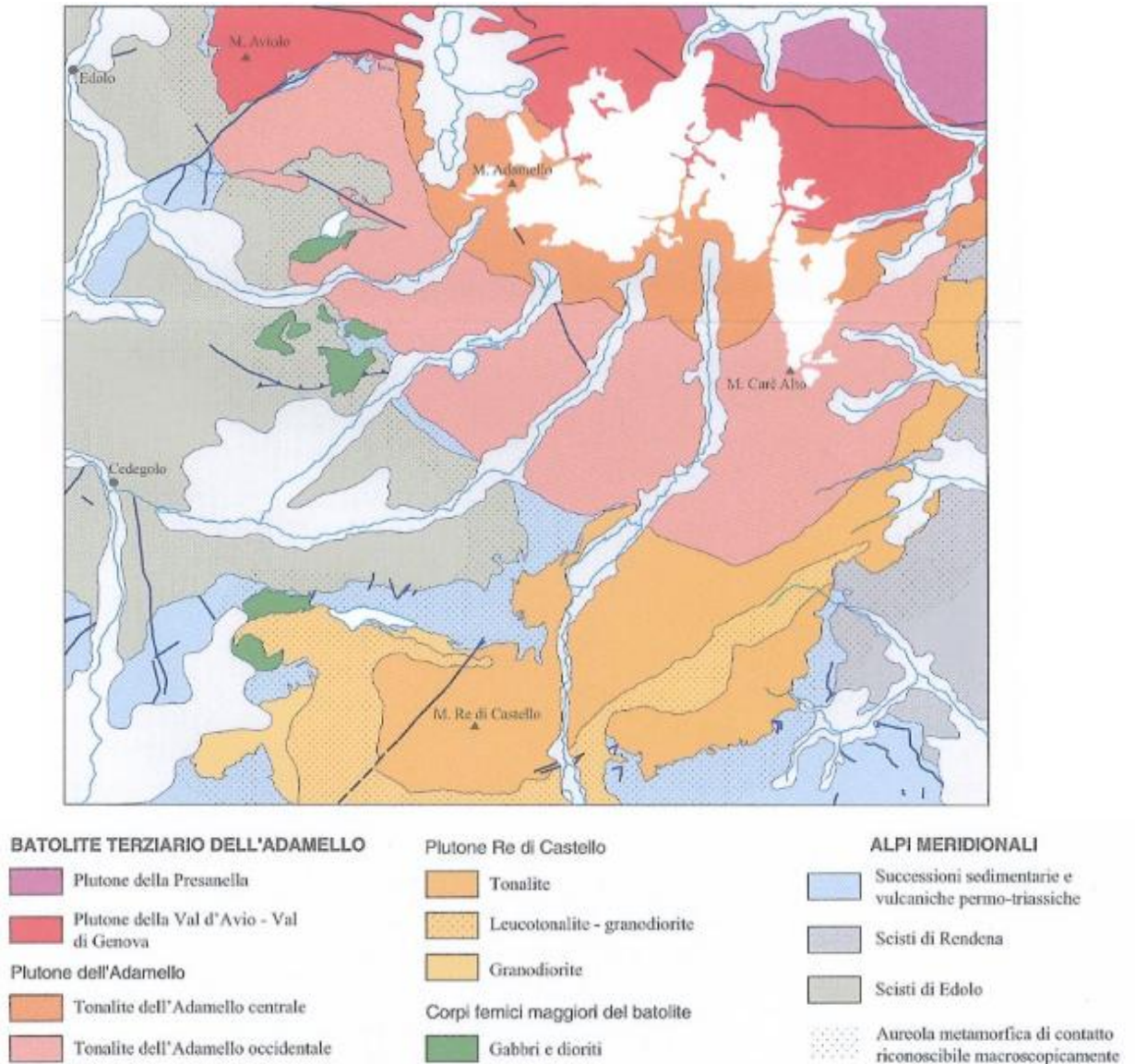


Figura 2.4. Rappresentazione dei diversi corpi plutonici (da Carta Geologica d'Italia: Foglio 058 – Monte Adamello ISPRA)

2.2.1 Le rocce incassanti

La crosta continentale delle Alpi Meridionali presente nel Foglio 058 – Monte Adamello è costituita da un basamento cristallino con metamorfismo pre-Permiano di medio-basso grado e da successioni vulcaniche e sedimentarie permo-triassiche che vennero intruse e deformate dalle rocce magmatiche del batolite dell'Adamello (Dal Piazz 2008). Il basamento metamorfico pre-Permiano delle Alpi meridionali è rappresentato da due principali complessi litologici: gli Scisti di Rendena e gli Scisti di Edolo. Si tratta di unità pelitico-arenitiche con impronta metamorfica di medio-basso grado e scistosità regionale acquisite durante l'orogenesi varisca.

Il basamento cristallino pre- Permiano è coperto dalle successioni permo-triassiche (figura 2.5).

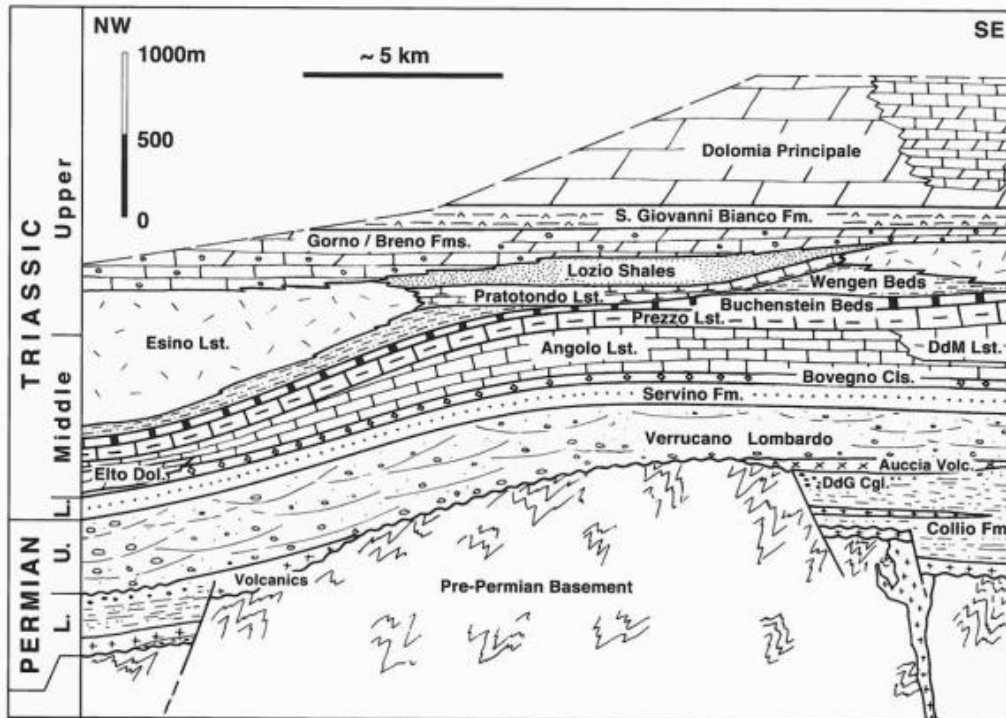


Figura 2.5. Schema dei rapporti stratigrafici e geometrici delle successioni permo-triassiche sudalpine al margine meridionale e occidentale del batolite dell'Adamello (Brack in Callegari & Brack, 2002)

2.2.2 Metamorfismo di contatto

Le rocce incassanti hanno subito un processo di ricristallizzazione a seguito sia della pressione della massa magmatica, sia per gli scambi chimici, ma soprattutto per l'azione esplicata dal calore (temperature dell'ordine di 600 °C–300 °C). Questo processo viene definito come: *metamorfismo di contatto*. L'aureola metamorfica di contatto ha un'ampiezza, in pianta, di 1-2 km, con punte sino a 4 km (Dal Piazz 2008). La zona interna dell'aureola è ben visibile macroscopicamente per la presenza di cornubianiti. A distanze maggiori, la presenza dell'aureola si basa sul riconoscimento di trasformazioni visibili solo al microscopio.

2.2.3 Assetto tettonico

Il massiccio dell'Adamello è compreso in un cuneo crostale delimitato, a settentrione, dalla *Linea insubrica* (detta anche *Linea del Tonale*) e, ad oriente, dalla *Linea delle Giudicarie* (figura 2.6) (Dal Piazz 2008).

Sistemi di fratturazione orientati prevalentemente NW–SE, WNW–ESE, NE–SW interessano il massiccio e condizionano diffusamente la morfologia di valli,

superfici sommitali e creste. La faglia più notevole è la *Linea della Gallinera* che diretta SW - NE passa a N del M. Baitone; viene considerata quale prosecuzione dell'importante faglia inversa al limite fra il basamento cristallino e la copertura sedimentaria delle Alpi Meridionali detta *Linea Orobica*.

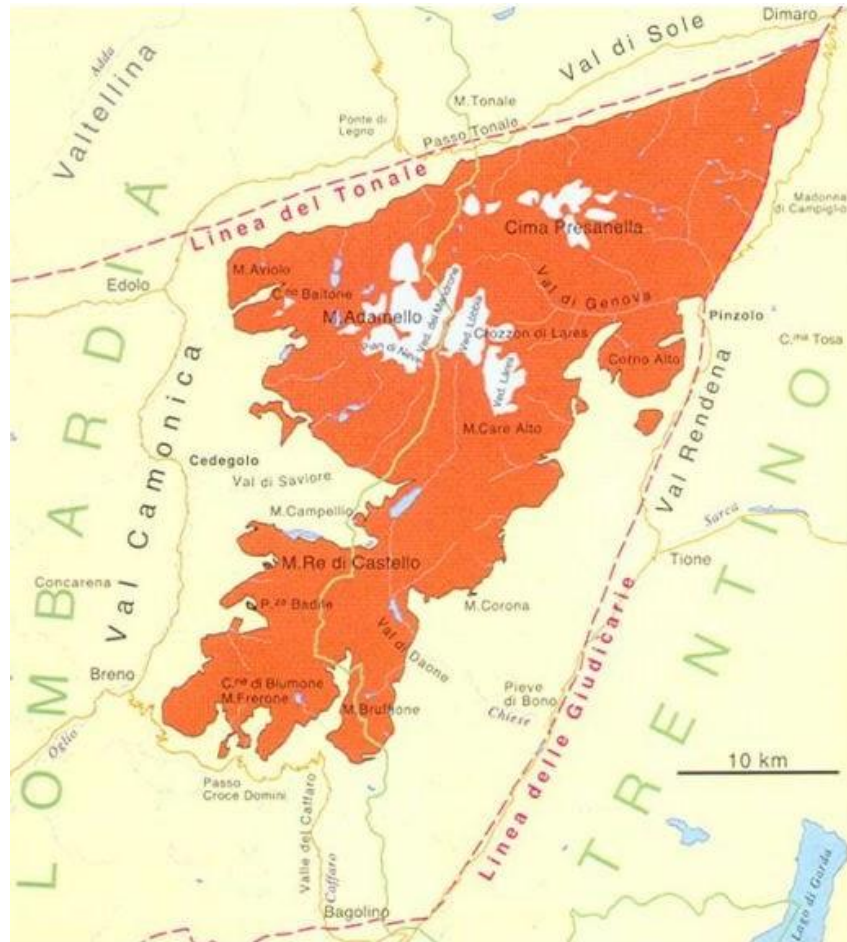


Figura 2.6. Posizione tettonica del massiccio dell'Adamello (da Brack & Schirolli, 2003)

2.2.4 Litologia del substrato roccioso del bacino di drenaggio

La litologia del substrato roccioso del bacino di drenaggio è caratterizzata da (Carta Geologica d'Italia: Foglio 058 – Monte Adamello ISPRA):

- *Tonalite della val d'Avio – val di Genova*: roccia generalmente biotitica a grana minuta o medio-fine, omogenea e comunemente a tessitura massiccia, affiora sui versanti occidentali della val di Lares.
- *Tonalite dell'Adamello centrale*: roccia a grana media o medio-grossa a biotite e minore anfibolo in cristalli centimetrici ad abito tozzo, affiora alla base della Vedretta di Lares e lungo la cresta.

2.3 Inquadramento geomorfologico

La morfologia dell'area mostra chiaramente i caratteri tipici di un paesaggio di alta montagna, intensamente modellato dai ghiacciai, con profonde valli glaciali a truogolo, lateralmente affiancate da ripidi fianchi rocciosi (figura 2.7).



Figura 2.7. Panorama dell'alta val di Lares: in primo piano i depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali e fluvioglaciali, sullo sfondo Cima degli Obici 2802 m s.l.m. e Monte Coel 2870 m s.l.m.(foto M. Groff,2021)

2.3.1 Cenni sulle grandi glaciazioni

Nel passato i periodi glaciali erano denominati sulla base delle loro caratteristiche morfologiche e geografiche. Oggi si utilizza una numerazione definita come *MIS*. Con il termine *MIS (Marine Isotope Stages)* ci si riferisce a periodi alternati caldi e freddi del clima terrestre, dedotti dalle variazioni del rapporto tra gli isotopi ^{16}O e ^{18}O dell'ossigeno nei sedimenti carotati sul fondo del mare. I MIS con numero dispari sono relativamente caldi e quelli pari sono relativamente freddi.

In figura 2.8 è riportato un diagramma schematico che mostra l'evoluzione temporale dell'estensione dei ghiacciai nelle Alpi durante il Pleistocene superiore e l'Olocene.

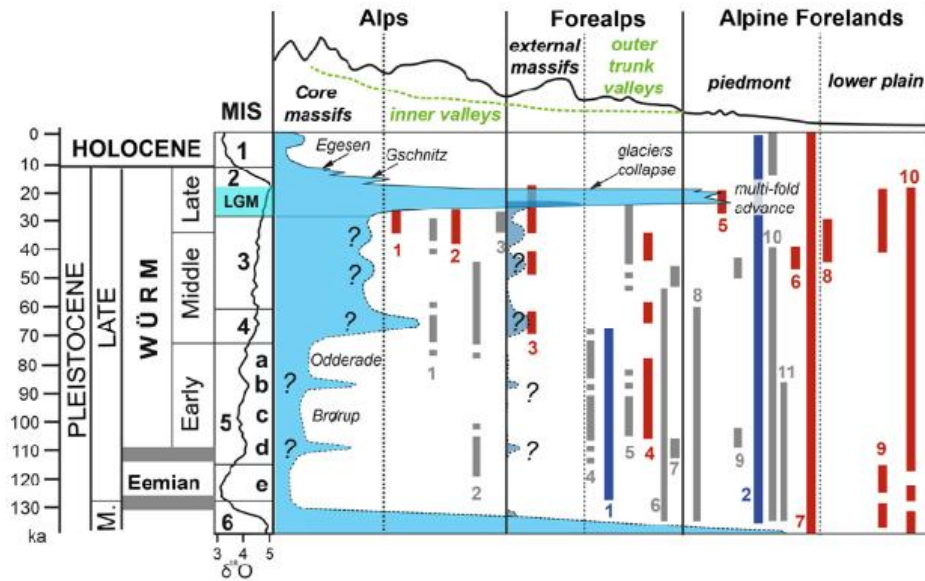


Figura 2.8. Diagramma schematico che mostra l'evoluzione temporale dell'estensione dei ghiacciai nel cuore delle Alpi (in azzurro) e all'esterno della catena alpina (in blu) confrontati con i range stratigrafici degli importanti e datati archivi paleoclimatici, sedimentari e paleoambientali Würmiani nelle Alpi e nell'avampaese. Alpi occidentali (in blu): 1. North Grésivaudan (Guiter et al., 2008), 2) Les Echets (de Beaulieu & Reille, 1984). Settore alpino settentrionale (in grigio): 1) Baumkerchen (Spötl et al., 2013; Barrett et al., 2017), 2) Unteragenberg (Starnberger et al., 2013), 3) Gossau (Preusser et al., 2003), 4) Hopfgarten and Kitz-büel (Reitner & Draxler, 2002), 5) Nesseltalgraben (Mayr et al., 2017), 6) Samerberg (Grüger, 1979), 7) Thalgut (Preusser & Schlüchter, 2004), 8) Mondsee (Drescher-Schneider, 2000), 9) Niederweningen (Dehnert et al., 2012), 10) Fürmoos (Müller et al., 2003), 11) Jam-mental (Müller, 2000). Settore alpino meridionale (in rosso): 1) Albeins (Fliri, 1971), 2) Spormaggiore (Avanzini et al., 2012), 3) Vilminore (unpublished data), 4) Valeriano (Monegato et al., 2010), 5) Garda and Tagliamento (Monegato et al., 2007, 2017), 6) Castelnovate (Orombelli, 1986), 7) Fimon (Monegato et al., 2011), 8) Casaletto Ceredano (Ravazzi et al., 2018), 9) Piancada (Hippe et al., 2018), 10) Azzano Decimo (Pini et al., 2009) (da Monegato & Ravazzi, 2018)

Il cosiddetto LGM (Last Glacial Maximum) corrisponde ad una fase del Würm, verificatasi nella prima parte del MIS 2, circa 26-24 ka. Durante LGM si ebbe la massima espansione dei ghiacciai (Orombelli et al. 2005). Durante questo intervallo di tempo il clima mantenne condizioni di relativa stabilità, ovvero non si sono registrate ampie variazioni su scala millenaria. Le variazioni nel $\delta^{18}\text{O}$ nei gusci di foraminiferi planctonici e bentonici, nelle bolle d'aria sigillate nel ghiaccio, nell'acqua interstiziale dei sedimenti oceanici, nonché la documentazione delle curve del livello del mare, rappresentano i principali proxy data utilizzati per la documentazione stratigrafica del LGM. L'ingresso nel LGM è caratterizzato da una caduta del livello del mare di circa 50 m in poche migliaia di anni, l'uscita da una rapida risalita iniziale di 15 m in circa 500 anni, seguita da una più lenta risalita.

Verso la metà del XIV alla metà del XIX secolo si registrò nuovamente un brusco abbassamento della temperatura media terrestre, questo periodo corrisponde alla PEG (Piccola Età Glaciale). Nelle Alpi una delle espansioni più documentate è sicuramente quella della metà del XIX secolo (1850-1855) (figura 2.9).



Figura 2.9. I ghiacciai della Lobbia (a sinistra) e del Mandrone (a destra) nel 1864 ritratti da Julius Payer

Dalla fine della PEG ad oggi, la fronte dei ghiacciai si è innalzata di quota inoltre i ghiacciai hanno subito un importante contrazione areale.

2.3.1.1 Piccola Età Glaciale - PEG

La piccola età glaciale corrisponde alla massima estensione dei ghiacciai durante l'Olocene. Attraverso le documentazioni storiche e indagini geomorfologiche si è potuto constatare che non si è verificato un unico episodio di avanzata glaciale, ma si è trattato di una serie di oscillazioni che hanno portato le fronti dei ghiacciai ad occupare la posizione più avanzata (Bertoni and Casarotto 2015). L'inizio della piccola età glaciale e l'importante fase di espansione sulle Alpi si verifica in maniera sincrona anche al di fuori dell'Europa. Durante la Piccola Età Glaciale, i ghiacciai in trentino coprivano approssimativamente un'area di 123 km². Il gruppo dell'Adamello era l'area maggiormente glacializzata con una superficie di 47,95 km². In figura 2.10 è riportata in giallo l'estensione del ghiacciaio di Lares durante la piccola età glaciale (Carta di sintesi della pericolosità, Webgis PAT) e in blu l'estensione del ghiacciaio nel 2015 (Webgis PAT). Durante questa espansione vengono costruite le grandi creste moreniche laterali e frontali che si innalzavano

anche per una decina di metri e che costituiscono uno dei caratteri più tipici del paesaggio attuale delle testate delle principali valli alpine.

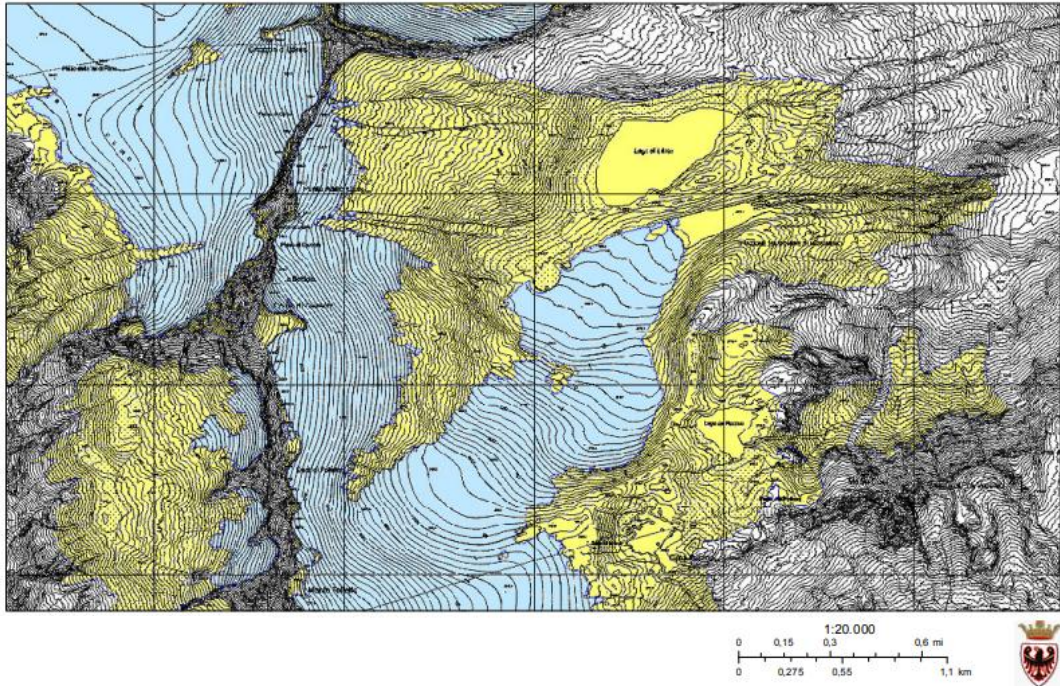


Figura 2.10. Estensione del ghiacciaio di Lares durante la PEG e nel 2015 (da Webgis Provincia autonoma di Trento)

2.3.1.2 Considerazioni riguardo i ghiacciai trentini dalla PEG all'attuale

Considerando l'intero territorio provinciale, la fronte dei ghiacciai nel massimo della Piccola Età Glaciale era posto mediamente a 2.540 m s.l.m (Bertoni and Casarotto 2015). Dalla fine della PEG ad oggi, il fronte glaciale si è sempre innalzato di quota con diverse velocità nei vari periodi (figura 2.11).

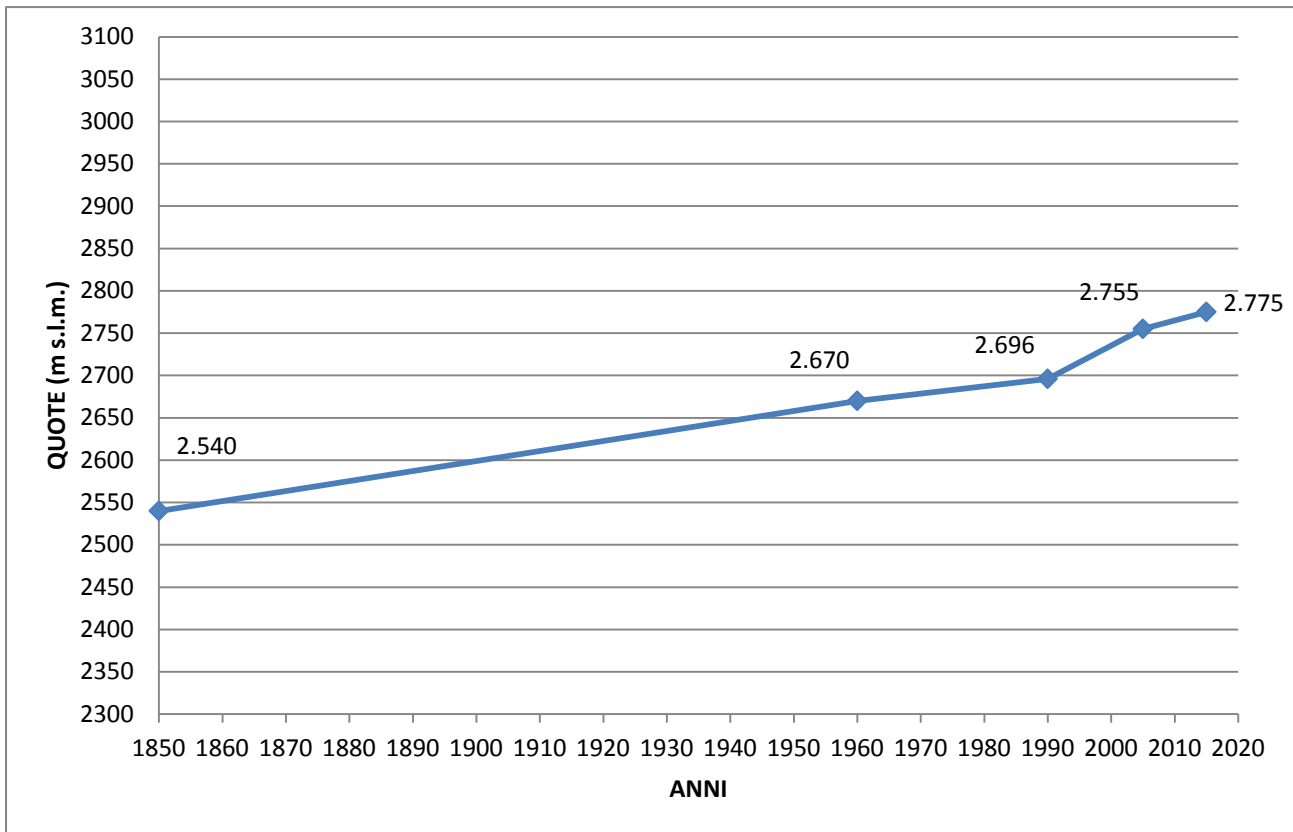


Figura 2.11. Quota del fronte glaciale medio determinato attraverso la media della quota frontale di tutti i ghiacciai nei diversi periodi (da Bertoni & Casarotto, 2015)

	1850-1958	1958-1987	1987-2003	2003-2013
variazione fronte (m/anno)	-1,2	-0,9	-3,7	-2,0

Tabella 2.1. Tassi di variazione della quota media della fronte nei diversi periodi (da Bertoni & Casarotto, 2015)

I valori mostrano come, tra il 1958 - 1987, vi sia stato il rialzo più contenuto dell'intero periodo considerato (0,9 m/anno), questo intervallo di tempo è infatti caratterizzato anche da importanti avanzate glaciali. Il periodo caldo degli anni Novanta, invece, ha fortemente contribuito all'arretramento delle masse glaciali (ogni anno il fronte glaciale saliva mediamente di 3,7 m di quota), ritiro molto più importante anche di quanto avvenuto nel successivo inizio di terzo millennio (2003-2013, innalzamento di 2 m all'anno) (tabella 2.1). Si deve tener presente come la morfologia del terreno può influenzare fortemente il valore della quota della fronte: anche in presenza di forti arretramenti frontali, per ghiacciai che insistono su terreni pianeggianti la quota della fronte si innalza di poco. Al contrario, anche con una piccola variazione, ma in presenza di terreni ripidi si hanno forti innalzamenti di quota.

Anche dal punto di vista areale i ghiacciai trentini hanno subito un'importante riduzione. Nel 2013 il gruppo montuoso che ha fatto registrare la maggior contrazione areale, rispetto alla superficie presente nel massimo della PEG, è stato quello delle Dolomiti di Brenta (-86,5%) seguito dagli altri due gruppi

montuosi dolomitici delle Pale di San Martino (-82,1%) e della Marmolada (-74,9%). I gruppi che invece hanno visto i ghiacciai contrarsi di meno sono quelli dell'Adamello (-64,7%) e del Cevedale.

In questo contesto di riduzione glaciale molte aree sono passate da condizioni glaciali a periglaciali (Zanoner et al. 2017). I depositi glaciali della piccola età glaciale sono scarsamente consolidati e quindi frequentemente soggetti ad una rapida degradazione. Questi depositi sciolti possono anche generare dei processi di instabilità del pendio, mud flow e potenziali pericoli a valle. Processi di instabilità del pendio come il ruscellamento sui fianchi delle morene o erosione al piede. In aggiunta le morene della piccola età glaciale sono frequentemente destabilizzate dal collasso parziale o totale della struttura a causa della fusione di lenti di ghiaccio comunemente preservate nei depositi.

2.3.1.3 La Vedretta di Lares: evoluzione

La Vedretta di Lares è il terzo ghiacciaio più grande per estensione nel gruppo dell'Adamello. È descritto dal catasto dei ghiacciai del Parco Naturale Adamello Brenta, curato dal Comitato Glaciologico Trentino. La Vedretta di Lares è classificata come un ghiacciaio di pendio, o di pianalto, con debole inclinazione verso Est.

Le prime notizie sul Ghiacciaio di Lares si devono a J.Payer (1865) e a E. Richter (1888) che lo indicavano come “ il più vasto ghiacciaio d'altopiano delle Alpi Orientali”. Dal confronto cartografico L.Marson deduce un avanzamento di 150 m fra il 1878 ed il 1891, seguito da un ritiro di 250 m fino al 1902. H.Reishauer, dal confronto di fotografie, conferma il regresso fra il 1905 e il 1911. Il primo a porre dei segnali di misura fu il prof. G.Merciai, che diede così inizio ad una serie di osservazioni fra il 1919 ed il 1930 per conto del Comitato Glaciologico Italiano (figura 2.12), e constatò un avanzamento di 3 m fra il 1919 ed il 1929 seguito da un ritiro di 31 m fino al 1928.



Figura 2.12. Fronte occidentale della Vedretta di Lares, area occupata successivamente dal Lago di Lares (foto G.Merciai, 1919)

Fra il 1933 e il 1938 le osservazioni sono state eseguite da R.Tedeschi, nel 1939 subentra G.Villa che facendo riferimento ai segnali precedenti nota un regresso medio di 55 m fra il '34 e il '39. Nel 1940 nota un avanzamento di 10 m, ma già l'anno successivo rileva un piccolo regresso. In questo lasso di tempo, si nota come la fronte del ghiacciaio effettui una serie di oscillazioni.

Nel 1942 il Comitato Glaciologico Italiano impone degli ordinamenti affinché le osservazioni siano compiute solo su un numero ristretto di ghiacciai. Ci furono quindi, circa una decina di anni, in cui il ghiacciaio di Lares non venne misurato e osservato. Solo nel 1949 ripresero gli studi dal maestro B.Collini. Nel 1952 a seguito di nevicate autunnali considerevoli non fu possibile raggiungere la fronte del ghiacciaio. L'anno successivo e per oltre 20 anni V. Marchetti compii una lunga serie di osservazioni.

Nell'ambito della mia tesi triennale ho effettuato un'analisi evolutiva del ghiacciaio di Lares dal 1973 al 2015. Per i miei scopi ho utilizzato 3 diverse ortofoto di anni 1973, 1994 e 2015, scaricabili dal Portale Geocartografico della Provincia di Trento. Ho utilizzato come programma ArcGis e ho operato creando diversi layer vettoriali sui quali sono inseriti i contenuti della digitalizzazione. In questo processo ho distinto 4 corpi Lares A, Lares B, Lares C, Lares D a causa della loro diversa esposizione. Il corpo Lares A con esposizione nord/nord-est, il corpo Lares B con esposizione est, il corpo Lares C con esposizione est e il corpo Lares D con esposizione est/sud-est (figura 2.13).

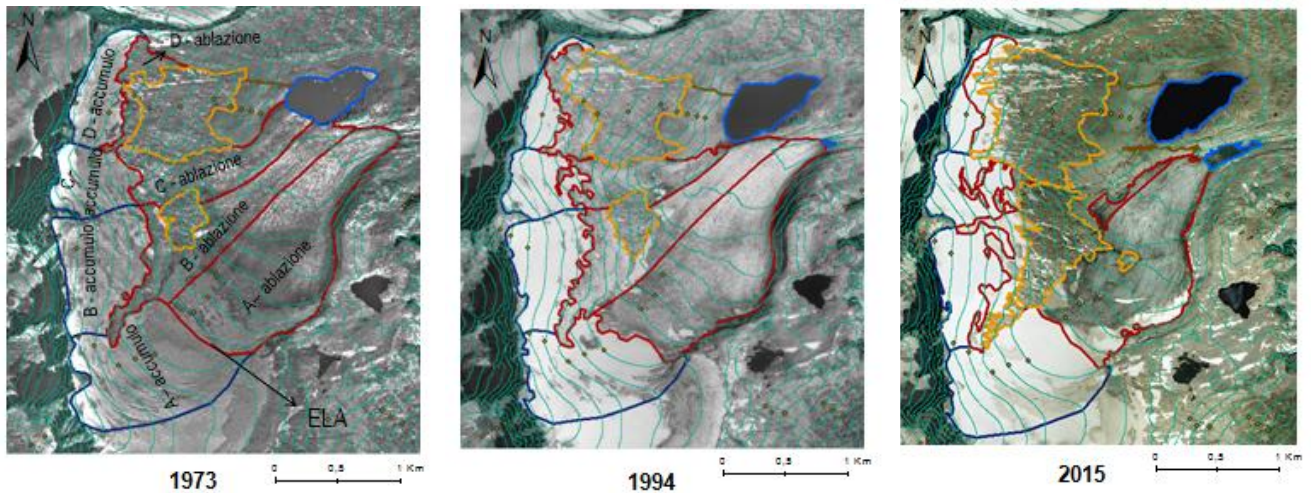


Figura 2.13. Digitalizzazione dei diversi corpi (da M.Groff, 2020)

Ho quindi potuto discutere le quote medie a cui si pone il limite fra ghiaccio in ablazione e ghiaccio in accumulo per i diversi corpi nei diversi anni. Questo limite l'ho interpretato come limite indicativo della linea di equilibrio del ghiacciaio (Equilibrium Line Altitude – ELA) e ho notato un aumento della quota di questo limite (figura 2.14).

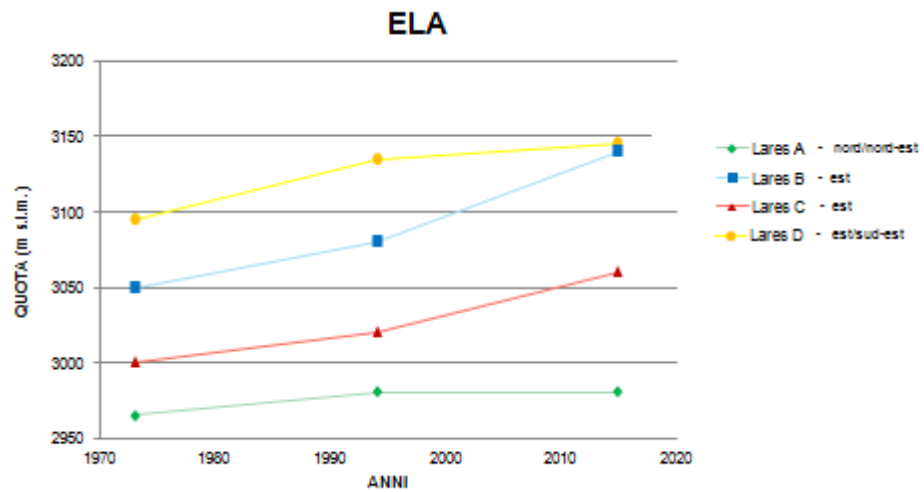


Figura 2.14. Linea di equilibrio dei diversi corpi nei diversi anni (da M.Groff, 2020)

Ho poi discusso la quota media a cui si pone la fronte per i diversi corpi nei diversi anni. Anche in questo caso si osserva un aumento di quota della fronte. Ci sono due casi particolari: nel caso del corpo Lares A la fronte si colloca in un'area con morfologia pianeggiante e nel caso del corpo Lares B si ha una fronte in contropendenza topografica (figura 2.15).

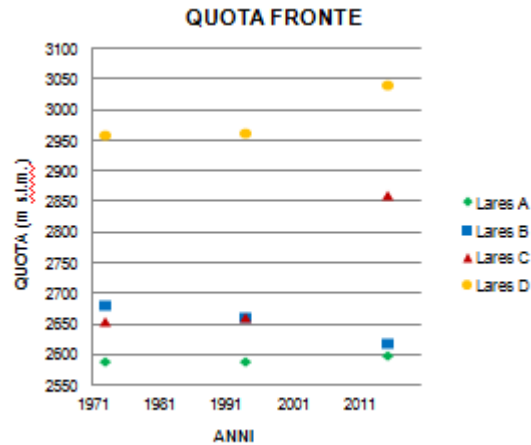


Figura 2.15. Quota della fronte dei diversi corpi nei diversi anni (da M.Groff, 2020)

Ho calcolato anche la superficie del ghiacciaio distinguendo sempre i diversi corpi nei diversi anni. Si nota una diminuzione di superficie, in particolare per il corpo Lares A, il corpo principale, si è perso ca il 9 % di ghiaccio rispetto al 1973 (figura 2.16).

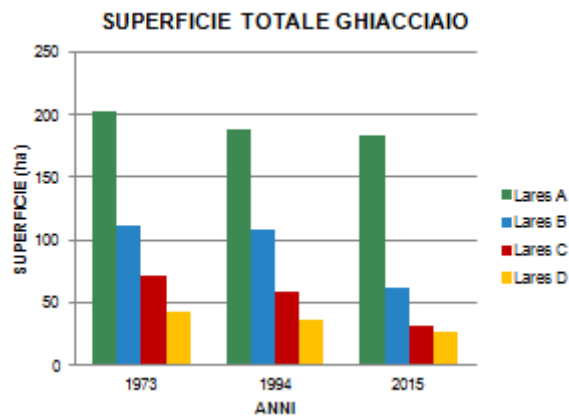


Figura 2.16. Superficie totale ghiacciaio dei diversi corpi nei diversi anni (da M.Groff, 2020)

In conclusione ho osservato che l'evoluzione del ghiacciaio di Lares è in linea con l'andamento dei ghiacciai appartenenti al gruppo dell'Adamello (Figura 2.17).

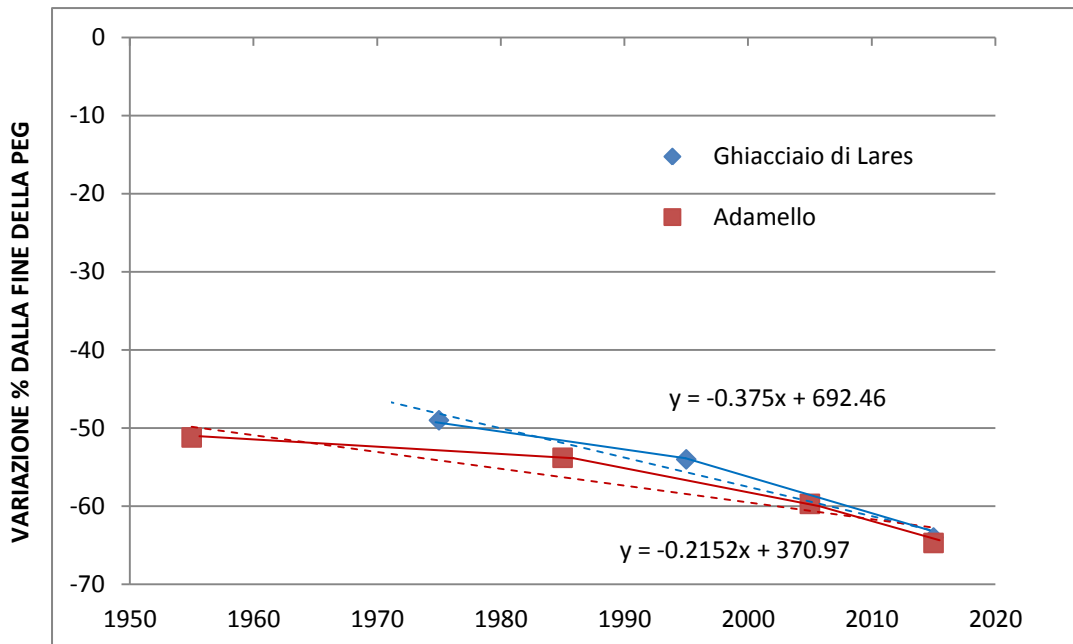


Figura 2.17. Variazione percentuale della superficie glaciale dalla fine della PEG per il gruppo dell'Adamello (da Bertoni & Casarotto, 2015) e per il Ghiacciaio di Lares (da M.Groff, 2020)

2.3.2 Evoluzione quaternaria

Nell'alta val di Lares si trovano estese coltri di depositi quaternari direttamente connessi al glacialismo attuale e recente e in misura più ridotta a quello pleistocenico. Ai margini del ghiacciaio e nelle aree recentemente abbandonate sono presenti depositi glaciali di vario tipo, frammisti a depositi fluvio-glaciale. Lungo la testata della valle si individuano depositi di riempimento di tipo alluvionale; estremamente attiva è la dinamica dei versanti (Baroni and Carton 1996).

Forme di accumulo glaciale

Il glacialismo ha condizionato l'evoluzione geomorfologica dell'area oggetto di studio. Sono presenti numerose forme e depositi glaciali. Nelle aree di ablazione della Vedretta di Lares si trovano vaste superfici ricoperte di detrito.

Le morene attuali sono presenti ai margini della Vedretta di Lares e costituite da *diamicton* massivo a supporto clastico. Si rileva la presenza anche degli apparati morenici olocenici. La posizione di massima espansione della Vedretta di Lares durante l'Olocene è evidenziata da due argini morenici laterali posti circa a quota 2385 m s.l.m., attribuibili alla PEG.

Forme di erosione glaciale

Le zone di recente deglaciazione sono caratterizzate da rocce montonate con evidenti striature, levigature e scanalature. Le forme di erosione più fresche

sono evidenti in corrispondenza delle porzioni rocciose che emergono dal ghiacciaio, in particolare, ci si riferisce a tutta quella fascia rocciosa posta circa fra i 2700 e i 2900 m s.l.m (figura 2.18) e si considera anche l'area immediatamente a valle della fronte della Vedretta di Lares. Rocce montonate relitte si individuano ai margini e a valle della Vedretta di Lares.



Figura 2.18. Fascia rocciosa vista dalla lingua della Vedretta di Lares (foto M. Groff, 2016)

Forme e depositi dovuti alla gravità

Falde e coni detritici sono presenti in tutta l'alta val di Lares e si possono distinguere in forme attive (alle quote più elevate) o inattive. Sono ubicati alla base delle pareti rocciose e possono venire solcati da canali di debris flow. L'attività dei debris flow è indice di mutate condizioni ambientali, si sviluppano a seguito di precipitazioni intense, ma brevi. Nell'area sono presenti anche grandi massi di crollo.

Forme e depositi dovuti alle acque superficiali e fluvioglaciali

Il modellamento legato alle acque superficiali è particolarmente efficace nella zona antistante l'attuale fronte glaciale, recentemente deglaciata ed in corrispondenza delle profonde forre. Tra le forme di accumulo si riconoscono conoidi di deiezione e abbondanti depositi alluvionali costituiti da ghiaie e ciottoli prevalenti.

2.3.2.1 La formazione dei laghi: lago di Lares e lago proglaciale

Il lago di Lares posto a quota 2651 m s.l.m. è fra gli ultimi laghi che si sono formati in Trentino. La sua origine è dovuta ad un importante fase di regresso del ghiacciaio di Lares. L'anno in cui si è formato il lago di Lares non è conosciuta con esattezza. Il lago si colloca in una conca scavata dall'azione di esarazione del ghiacciaio, a valle il lago è limitato da un complesso argine morenico frontale.

Il lago proglaciale posto a quota 2594 m s.l.m. si forma fra il 1988 e il 1994. La formazione del lago proglaciale è associata ad una fase di ritiro del ghiacciaio di Lares, ma è legata anche alla presenza di una morfologia sub pianeggiante e debolmente sovraescavata del substrato. Il lago proglaciale dal 1994 al 2000 è aumentato sempre più di dimensioni, fino a raggiungere nel 2015 un'estensione di 3.5 ha (figura 2.19).



Figura 2.19 Il lago di Lares e il lago proglaciale visti dal ghiacciaio di Lares (foto M.Groff, 2019)

2.4 Il clima

Il Trentino-Alto Adige presenta un clima con caratteristiche continentali e alpine di alta montagna. A seconda dell'orografia, dei venti predominanti e alla quota il clima può variare di molto.

Le piogge sono sensibili alla quota e all'orientamento dei rilievi, cadono prevalentemente nei mesi estivi e autunnali. Per quanto riguarda le stagioni, si hanno inverni nevosi specie sui rilievi con temperature nelle zone di montagna che possono scendere di molto al di sotto dei 0 °C. Le estati sono calde e si possono raggiungere facilmente i 30 °C nel fondovalle. Le stagioni intermedie sono generalmente abbastanza miti.

I venti più frequenti sono di provenienza occidentale e meridionale soprattutto durante le stagioni intermedie e nel periodo estivo. In inverno prevalgono invece le correnti da nord o da est. Caratteristico è anche il *Foehn*.

Il *Foehn* o *Föhn* (figura 2.20) è un vento caldo e secco che si verifica quando una corrente d'aria risalendo una catena montuosa perde parte della propria umidità in precipitazione. L'aria salendo verso l'alto si espande, si raffredda piuttosto lentamente secondo il gradiente adiabatico saturo (-0.6 °C ogni 100 m in ascesa). Superata la cresta, l'aria scende verso il basso sul versante opposto sottovento e si scalda per effetto della compressione adiabatica.

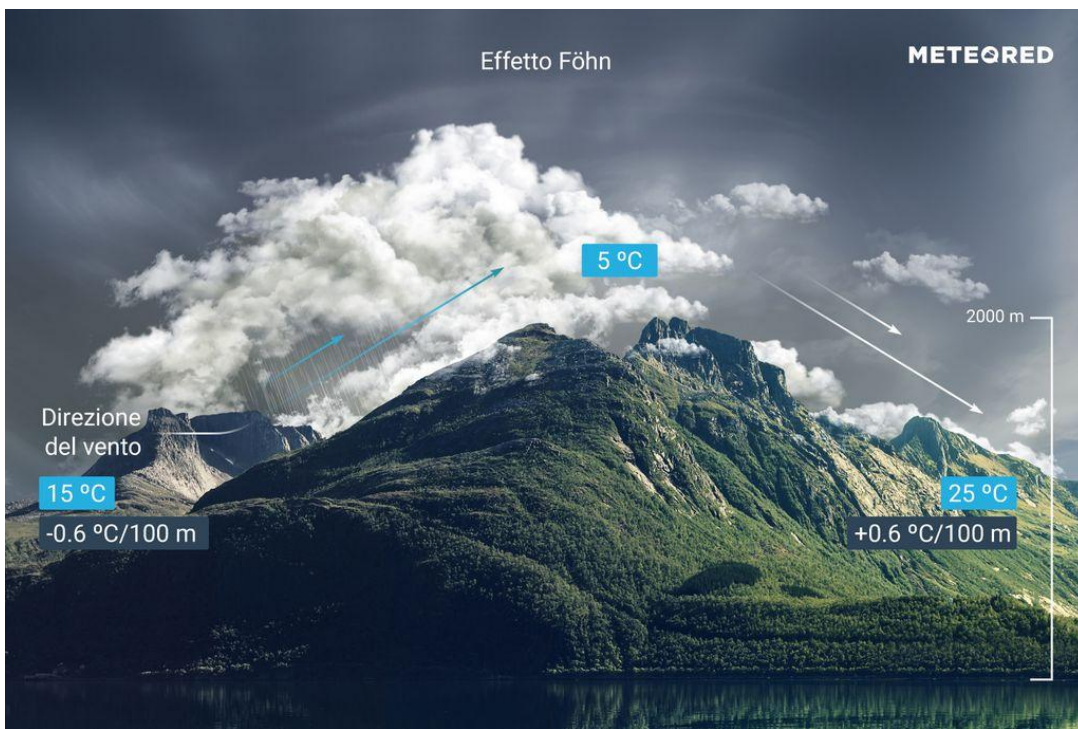


Figura 2.20. Come e quando si origina il vento Föhn (da Meteored)

2.4.1 Scenari del clima futuro

Il rapporto dal titolo “Climate Change and Switzerland 2050 – Expected Impacts on Environment, Society and Economy” pubblicato nel 2007 da parte di OcCC e ProClim; rappresenta un riferimento per il clima futuro atteso sulle Alpi.

Per quanto riguarda i cambiamenti di temperatura si conferma per tutte le stagioni una tendenza al riscaldamento che risulta avere un segnale più marcato in

estate, circa +3 °C per lo scenario del 2050, mentre nelle altre stagioni è di circa +2 °C.

Nel caso delle precipitazioni sono attesi aumenti per il periodo invernale, circa +10% per lo scenario del 2050 e un marcato calo in quello estivo, circa -20%. In primavera si ha una tendenza sostanzialmente stabile mentre in autunno si ha un calo di circa -5%.

Sono possibili cambiamenti anche in altri aspetti dell'ambiente di alta quota, ad esempio un declino del permafrost dovuto ad un aumento di quota dell'isoterma 0 °C e un importante ritiro dei ghiacciai. Si prevede infatti che nel 2050 l'area coperta dai ghiacciai alpini sarà diminuita di circa tre quarti considerando un riscaldamento medio. Nel caso di un riscaldamento moderato la perdita di aree coperte da ghiaccio potrebbe essere di circa il 50% e nel caso di un forte riscaldamento di circa il 90%.

Questi cambiamenti climatici impattano in maniera significativa sul ciclo idrologico. Entro il 2050 sono previste le seguenti modifiche:

- Meno precipitazioni nevose a quote basse e medie. Il limite delle nevi permanenti che indica la quota al di sopra della quale la neve accumulata non fonde mai completamente in nessuna stagione, aumenterà di circa 360 m nel caso di un riscaldamento moderato.
- La frequenza e l'intensità delle piene aumenteranno durante la stagione invernale questo perché a quote basse e medie non nevicherà, ma pioverà.
- Nel caso di un riscaldamento moderato le aree alpine coperte dai ghiacciai potrebbero ridursi nel 2050 di circa $\frac{3}{4}$.
- A causa della disidratazione del suolo, l'evaporazione può essere localmente e temporaneamente limitata e perciò può subire una riduzione.
- Il rifornimento delle acque sotterranee diminuirà in estate e in autunno in tutte le aree non glacializzate.

3. Materiali e metodi

3.1 Ortofoto

Per svolgere il lavoro di tesi si sono utilizzate diverse ortofoto di anni 1954, 1973, 1988, 1994, 2006, 2008 e 2015 dell'area oggetto di studio. Le ortofoto sono state utilizzate nel software QGis per effettuare l'analisi evolutiva del conoide fluvioglaciale oggetto di studio, inoltre, l'ortofoto più recente del 2015 è stata utilizzata come base per la produzione della Carta Geomorfológica dell'area.

3.1.1 Estratto ortofoto 1954

L'estratto dell'ortofoto del 1954 è stato fornito dall'Ufficio Sistemi Informativi – Dipartimento Territorio, Ambiente e Cooperazione della Provincia Autonoma di Trento. L'ortofoto 1954 è stata prodotta su commissione del Muse – Museo delle Scienze, Ente funzionale della Provincia Autonoma di Trento (PAT), a partire dal volo G.A.I di proprietà dell' Istituto Geografico Militare (IGM) effettuato nel 1954. Si tratta di un volo ad alta quota (scala relativa al centro del fotogramma 1: 40.000) con copertura stereoscopica totale del territorio provinciale, in bianco/nero (figura 3.1).

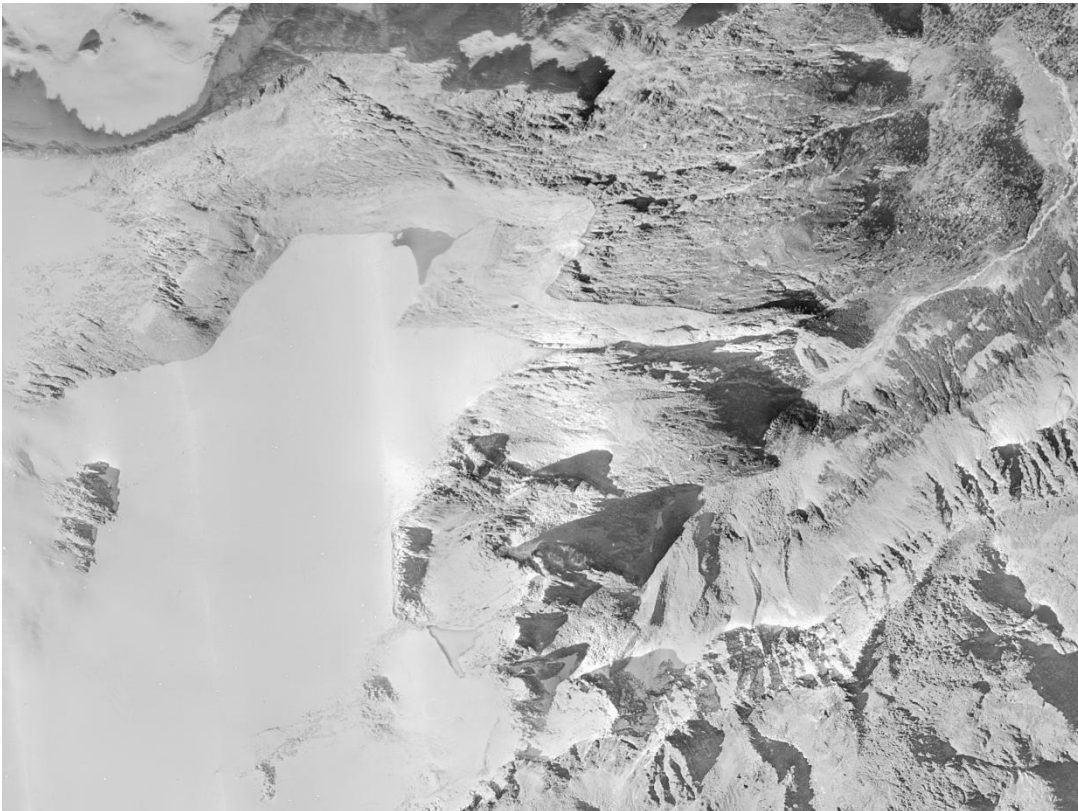


Figura 3.1. Ortofoto anno 1954 di proprietà del MUSE, IGM e PAT (da Ufficio Sistemi Informativi – Dipartimento Territorio, Ambiente, Energia e Cooperazione – Provincia Autonoma di Trento)

3.1.2 Estratto ortofoto 1973

L'estratto dell'ortofoto 1973 è stato scaricato dal WebGis pubblico presente nel Portale Geocartografico Trentino. L'ortofoto è tratta dal volo effettuato nel 1973 dalla ditta EIRA, di proprietà della Provincia Autonoma di Trento. Si tratta di un volo ad alta quota (scala relativa al centro del fotogramma 1:40.000) e a bassa quota (scala relativa al centro del fotogramma 1:25.000) con copertura stereoscopica totale del territorio provinciale, in bianco/nero (figura 3.2).

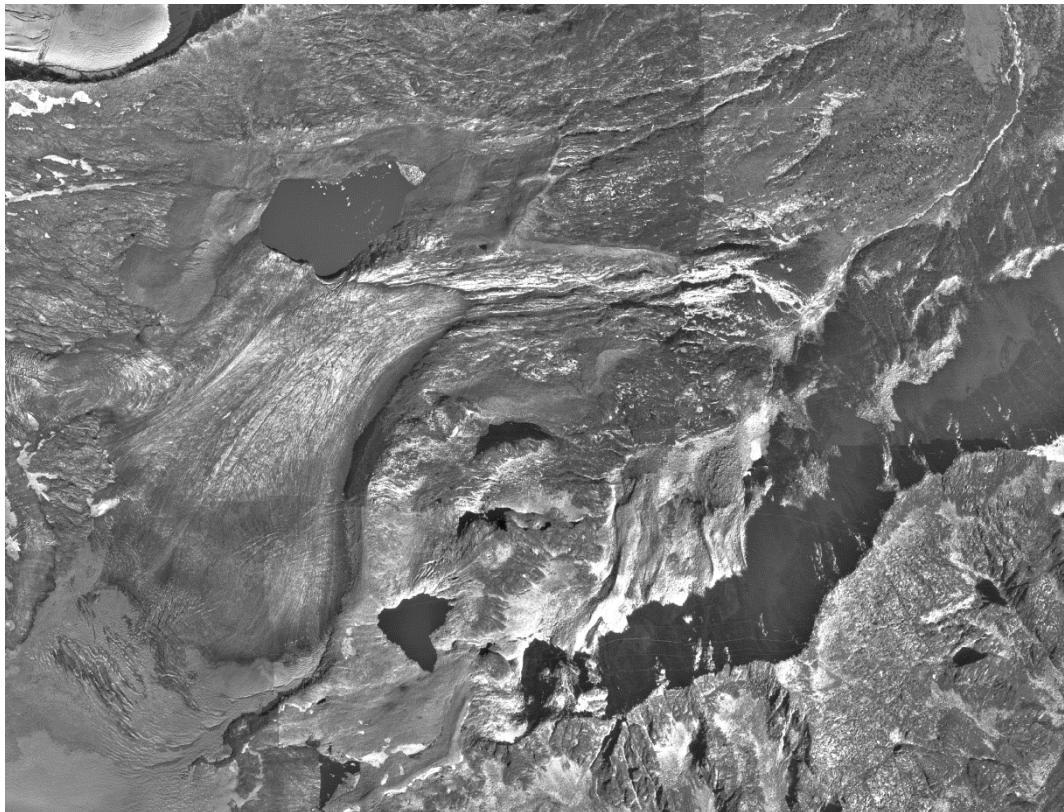


Figura 3.2. Ortofoto anno 1973 di proprietà della PAT (da Portale Geocartografico Trentino)

3.1.3 Estratto ortofoto 1988

L'estratto dell'ortofoto 1988 è stato fornito dal MUSE (Museo delle Scienze di Trento). Il fotogramma è tratto dal volo Italia 1988/1989 effettuato ad alta quota dalla Ditta Consorzio Compagnie Aeronautiche – Compagnia Generale Ripresearee di Parma e di proprietà della stessa e della Provincia Autonoma di Trento. È un volo con copertura stereoscopica totale del territorio, in bianco /nero e con una scala media dei fotogrammi di 1:75.000 (figura 3.3).

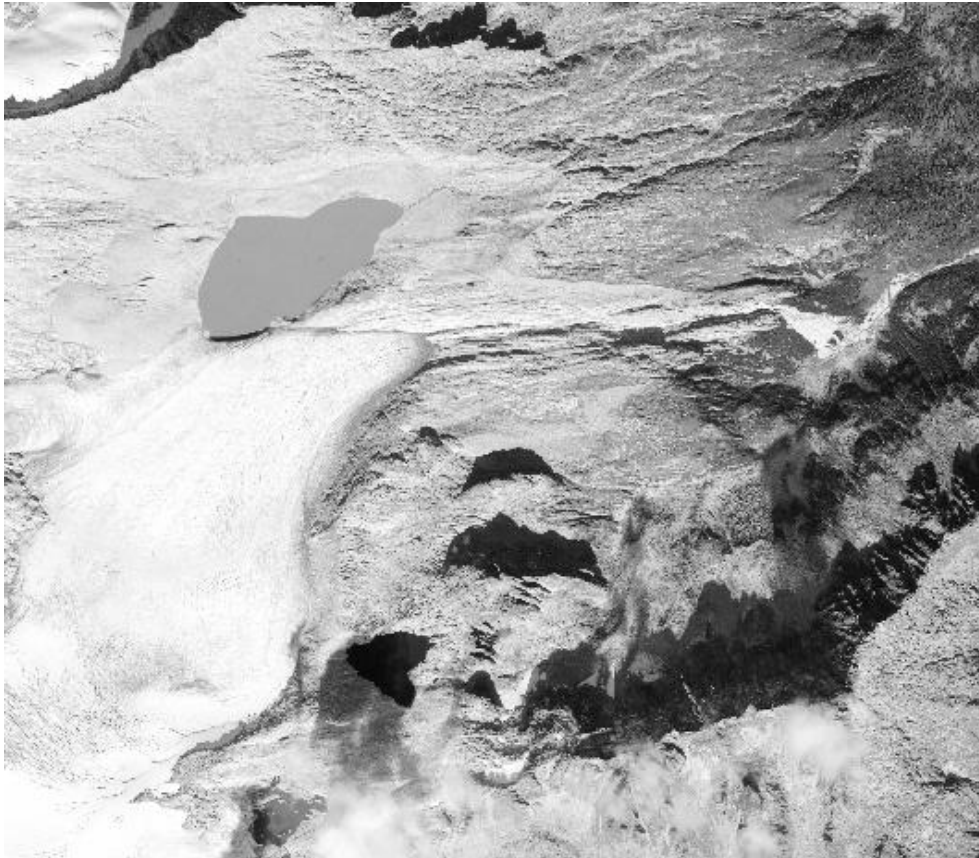


Figura 3.3. Ortofoto anno 1988 di proprietà della Compagnia Generale Ripresearee di Parma e della PAT (da Muse (Museo delle Scienze – TN))

3.1.4 Estratto ortofoto 1994

L'estratto dell'ortofoto 1994 è stato scaricato dal [WebGis pubblico presente nel Portale Geocartografico Trentino](#). L'ortofoto è tratta dal volo Italia effettuato nel 1994 dalla ditta Ditta Consorzio Compagnie Aeronautiche – Compagnia Generale Ripresearee di Parma, di proprietà della stessa e della Provincia Autonoma di Trento. Si tratta di un volo ad alta quota con copertura stereoscopica totale del territorio provinciale, in bianco/nero e con una scala media dei fotogrammi di 1:75.000 (figura 3.4).

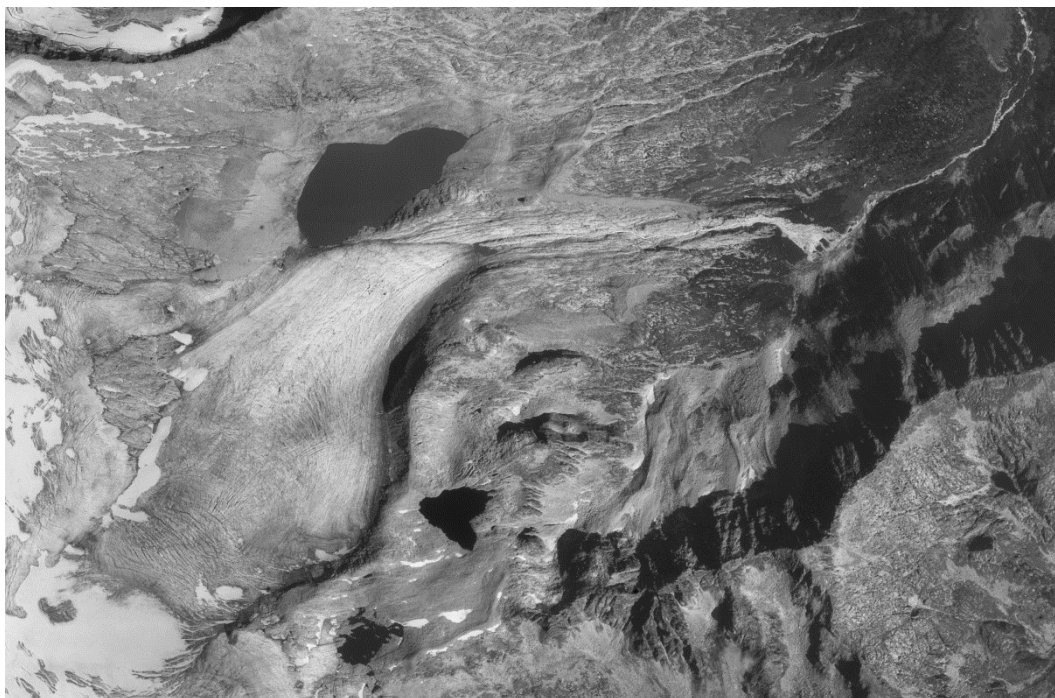


Figura 3.4. Ortofoto anno 1994 di proprietà della Compagnia Generale Ripreseeree di Parma e della PAT (da Portale Geocartografico Trentino)

3.1.5 Estratto ortofoto 2006

L'estratto dell'ortofoto 2006 è stato fornito dal MUSE (Museo delle Scienze di Trento). L'ortofoto è stata elaborata a partire dal volo Italia 2006 effettuato dalla ditta Compagnia Generale Ripreseeree di Parma, di proprietà della stessa e della Provincia Autonoma di Trento che ha sottoscritto un contratto di Licenza d'uso con la Compagnia proprietaria. Un volo con copertura completa del territorio provinciale, a colori (figura 3.5).



Figura 3.5. Ortofoto anno 2006 di proprietà della Compagnia Generale Ripresearee di Parma e della PAT (da Muse (Museo delle Scienze - TN))

3.1.6 Estratto Ortofoto 2008

L'estratto dell'ortofoto 2008 è stato fornito dal MUSE (Museo delle Scienze di Trento). L'ortofoto digitale a colori è stata acquisita dall'Agenzia per le Erogazioni in Agricoltura (Agea) e di proprietà della stessa mediante l'impiego di camera digitale. L'acquisizione è avvenuta nel periodo compreso fra il 2009 e il 2012 (figura 3.6).

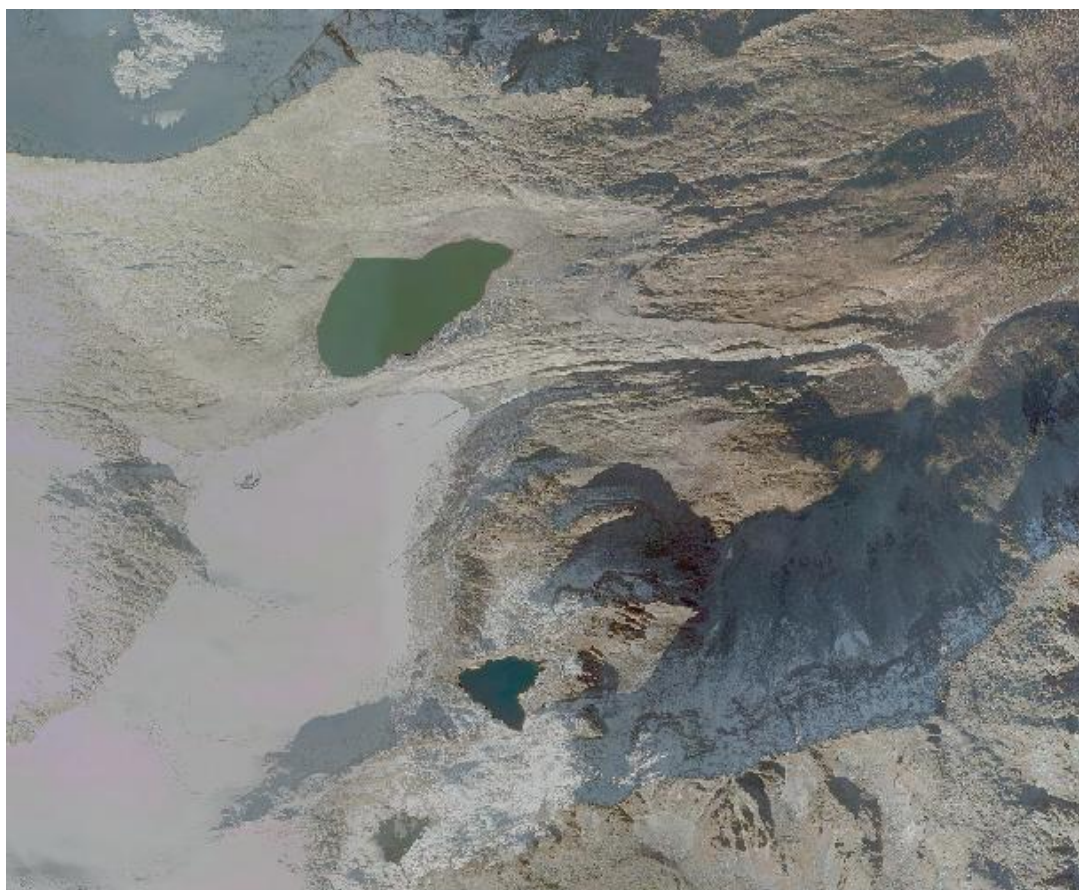


Figura 3.6. Ortofoto anno 2008 di proprietà dell'Agea (da Muse – Museo delle Scienze – TN)

3.1.7 Estratto ortofoto 2015

L'estratto dell'ortofoto 2015 è stato scaricato dal WebGis pubblico presente sul Portale Geocartografico del Trentino e corrisponde alla tavola numero 058084 e 058081 del quadro d'unione. La Provincia Autonoma di Trento ha acquisito l'ortofotomosaico a 4 bande (RGBI) con risoluzione a terra di 0.2 m derivante da rilievo aereofotogrammetrico dell'intera superficie del territorio provinciale. Per la realizzazione del rilievo è stata utilizzata una camera aereofotogrammetria Vexcel Imaging GmbH modello Ultracam Eagle. I voli di acquisizione sono stati effettuati negli anni 2014 - 2015 - 2016 (anno prevalente 2015) in condizioni di assenza di copertura nuvolosa ed in condizioni di illuminazione tali per cui i raggi solari presentassero elevazione non inferiore ai 30° (figura 3.7).

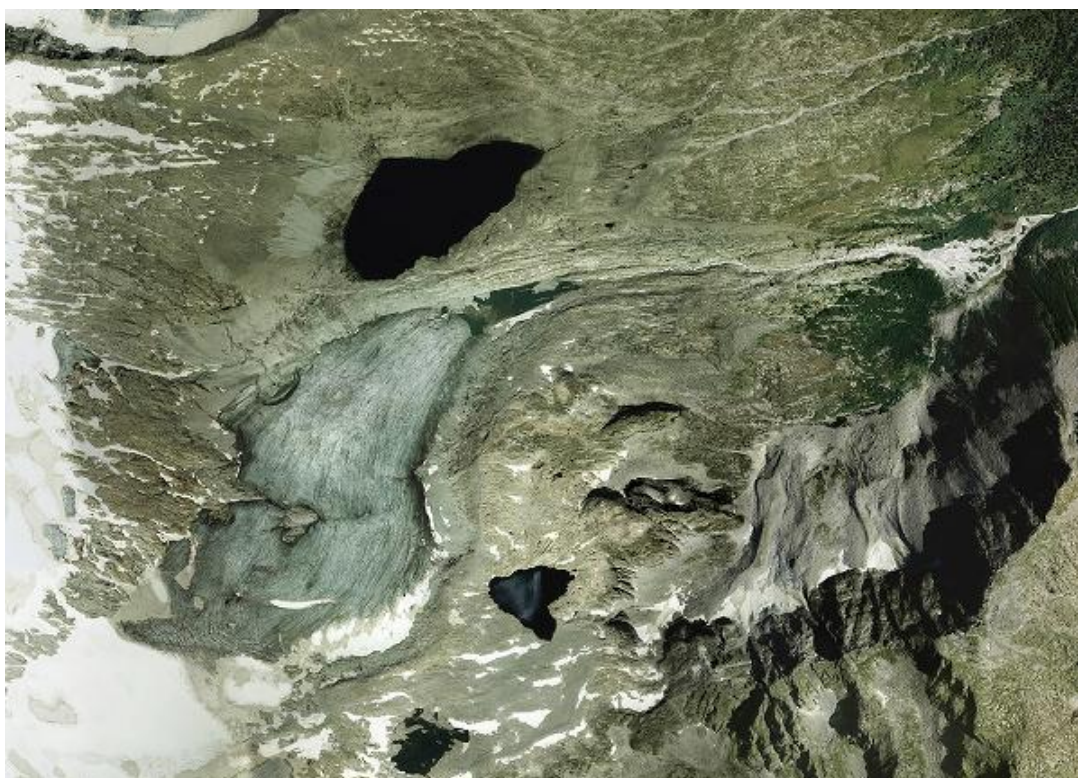


Figura 3.7. Ortophoto anno 2015 di proprietà della PAT (da Portale Geocartografico Trentino)

3.2 Immagine Landsat 08/2017

L'immagine Landsat 08/2017 dell'area oggetto di studio è contenuta nel geo portale Google Earth nella finestra di visualizzazione immagini storiche (figura 3.8).

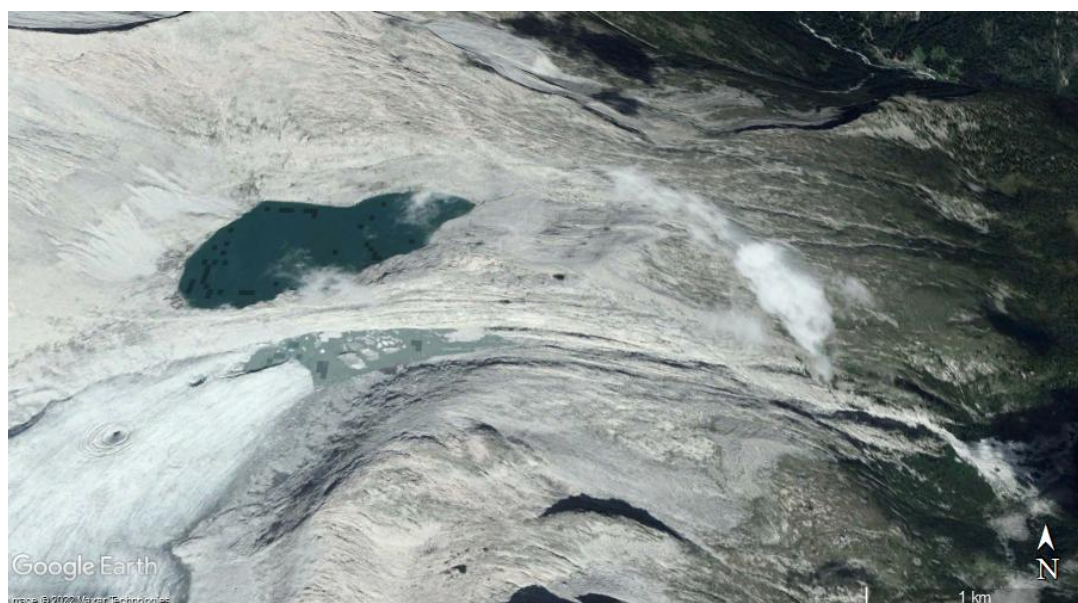


Figura 3.8. Immagine Landsat 08/2017 (da Google Earth)

L'immagine Landsat si è utilizzata per il calcolo della superficie del lago proglaciale nel 2017 (6,16 ha).

3.3 Carta Tecnica Provinciale (CTP)

Con la delibera n. 102 del 29 gennaio 2010 "definizione delle Linee strategiche per l'evoluzione del Sistema informativo ambientale e territoriale (SIAT) e modifiche della deliberazione della Giunta provinciale n. 2664/2008" si è dato l'avvio ai lavori per la realizzazione della nuova Carta tecnica provinciale, CTP 2020, alla scala 1:10.000.

La Carta tecnica provinciale del 2020 è basata su rilievo Lidar quindi omogenea sull'intero territorio provinciale. Le attività sono state coordinate dalla segreteria del SIAT e svolte operativamente dal Servizio Geologico della provincia di Trento. La stessa segreteria del SIAT ha deciso i tematismi, oggetto di aggiornamento radicale o parziale dal 2010 al 2020, presenti sulla carta tecnica provinciale.

Un altro aspetto importante nella nuova cartografia sta nell'elaborazione dei dati di base che la costituiscono che vengono forniti dalle diverse strutture provinciali e non da ditte esterne.

Per il lavoro di tesi si è utilizzata la sezione numero 058080 Monte Carè Alto del quadro d'unione scaricabile dal WebGis pubblico del Portale Geocartografico Trentino.

3.4 Rilievo Lidar

La Provincia Autonoma di Trento si compone di due rilievi Lidar. Il rilievo Lidar del 2006/2008 è pubblicato e scaricabile dal WebGis pubblico del Portale Geocartografico Trentino. Le riprese sono iniziate nell'ottobre 2006 con il rilievo delle zone a quota più elevata, nell'ottobre 2007 è stato completato il rilievo di tutte le aree in quota mentre nel periodo novembre-dicembre 2007 sono state ultimate le riprese delle aree di bassa quota. Il rilievo Lidar è stato realizzato con tecnologia Laser Scanner e ha reso disponibile una rappresentazione digitale del territorio provinciale di estrema precisione. Il rilievo Lidar si compone dei seguenti prodotti:

- Modello digitale delle superfici (DSM): è il grigliato regolare derivato dal dato grezzo, filtrato, ricampionato e ortometrico per rappresentare l'andamento delle superfici
- Modello digitale del terreno (DTM): è il grigliato regolare derivato dal dato grezzo, filtrato, ricampionato e ortometrico per rappresentare l'andamento del terreno. Ha una precisione dei singoli punti compresa tra i +/- 25 cm di fondovalle e i +/-45 cm dei territori oltre i 1.500 metri di quota.
- Il dato grezzo (DG): rappresenta l'insieme di tutti i punti rilevati, non filtrati né trasformati.
- Soleggiamenti 135° e 315° sia per il DTM che per il DSM.

Il secondo rilievo Lidar è il rilievo Lidar PAT 2014 sempre pubblicato e scaricabile dal WebGis pubblico del Portale Geocartografico Trentino. È un rilievo da aereomobile (elicottero) con densità dei dati grezzi pari a 10 punti/mq (media); 4 punti/mq (media) al di sopra dei 1.800 m s.l.m. I prodotti derivati sono:

- Modello digitale delle superficie (DSM).
- Modello digitale del terreno (DTM).
- Soleggiamenti 135° e 315° sia per il DTM che per il DSM.

3.4.1 Modello digitale del terreno (DTM)

Per il presente studio si è utilizzato il soleggiamento 315° del DTM 2014 scaricabile dal WebGis pubblico del Portale Geocartografico Trentino in formato tif. Il DTM ha permesso di individuare e definire con maggior precisione i diversi cordoni morenici durante la realizzazione della Carta Geomorfologica inoltre è stato uno strumento utile per delimitare il conoide soprattutto verso il margine nord-orientale (figura 3.9).

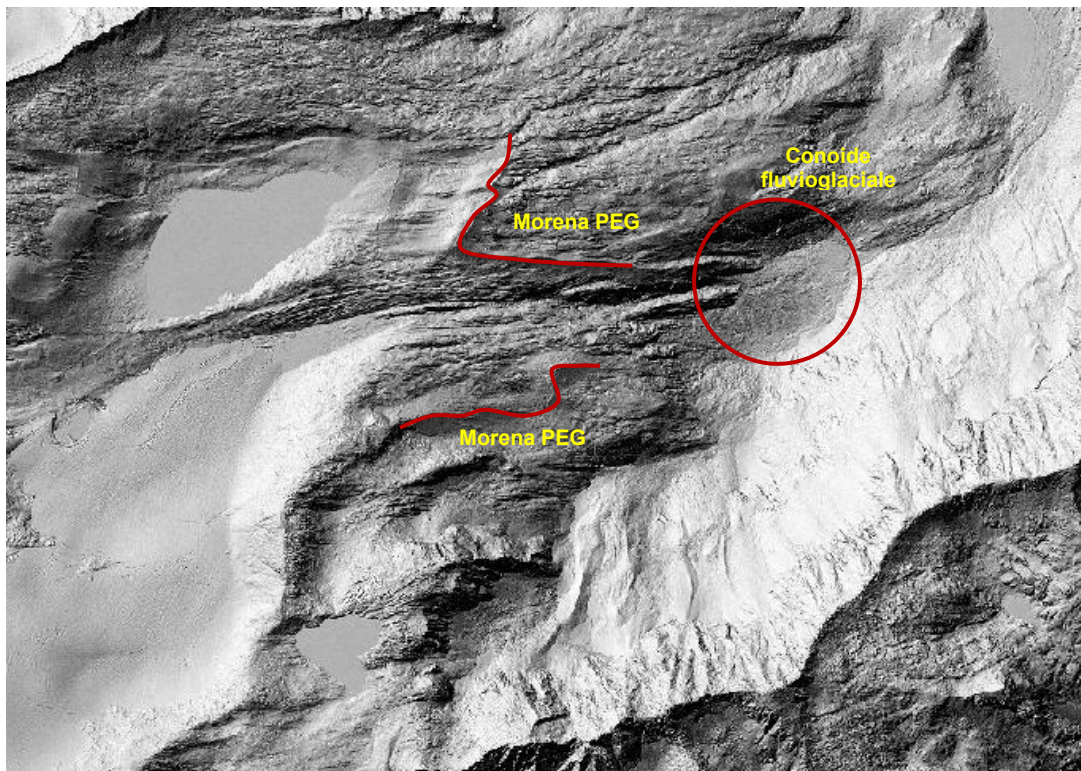


Figura 3.9. Immagine DTM PAT 2014 (da Portale Geocartografico Trentino)

3.5 Software QGis

Una parte importante del lavoro di tesi è stato svolto utilizzando il software QGis. Qgis è un sistema di informazione geografica (GIS – Geographic Information System) open source, rilasciato sotto la General Public License (GNU) che permette di visualizzare, organizzare, analizzare e rappresentare dati spaziali. Nel

presente studio si è utilizzata la versione Qgis Desktop 3.16.5 (Adler D. et al. 2022).

Attraverso l'utilizzo di QGis si è potuto elaborare e esaminare le diverse ortofoto prima citate al fine di effettuare un'analisi evolutiva del conoide fluvioglaciale oggetto di studio. In questo processo di analisi si sono creati diversi layer Shapefile per ciascuna ortofoto. Shapefile con diverse geometrie da poligonali a lineari. In particolare si è creato un layer scarpata, corso d'acqua temporaneo, corso d'acqua permanente, area conoide vegetata con arbusti e larici, area conoide con prato umido, area conoide priva di vegetazione, area conoide con vegetazione rada e scarsa e il layer piana di divagazione al fine di mettere in risalto le diverse zone del conoide. Nel processo di analisi effettuato in ambiente Gis si è utilizzato anche la CTP del 2020 e il soleggiamento 315° del DTM PAT 2014 al fine di svolgere un lavoro il più accurato possibile.

Sempre attraverso l'utilizzo del software QGis si è proceduto con la realizzazione della carta geomorfologica dell'alta val di Lares. Anche in questo caso sono stati creati diversi layer Shapefile con diverse geometrie da poligonali, a lineari e puntuali. Per la realizzazione della carta geomorfologica dell'alta val di Lares si è caricato nel software l'estratto dell'ortofoto di anno 2015, la CTP del 2020 e il soleggiamento 315° del DTM PAT 2014.

3.5.1 Modalità di digitalizzazione del conoide fluvioglaciale per il processo di analisi evolutiva

Nel processo di digitalizzazione del conoide si è impiegato un riconoscimento oggettivo per l'individuazione delle diverse tipologie di aree di copertura vegetale. Inoltre, per quanto riguarda le ortofoto di età recente, ci si è anche basati sull'osservazione delle foto scattate sul campo durante i rilievi eseguiti nell'area oggetto di studio.

In particolare si è individuata un'unità ben vegetata chiaramente visibile nelle ortofoto a colori e di facile interpretazione nelle ortofoto in bianco e nero. In questa unità sono presenti larici e arbusti quali mirtilli e pini mughi. Nelle ortofoto a colori queste aree si presentano con diverse tonalità del verde con tessitura da media a grossolana e in alcune porzioni irregolare con un pattern casuale mentre nelle ortofoto storiche l'unità si presenta con una tonalità sul nero sempre con tessitura da media a grossolana e in alcuni porzioni irregolare con un pattern casuale (Gasparini et al. 2014).

Si è individuata poi un'unità con vegetazione rada e scarsa. Anche in questo caso tali aree si sono identificate con semplicità nelle ortofoto a colori mentre nelle ortofoto in bianco e nero il riconoscimento ha richiesto maggior tempo e non è stata sempre identificata. Questa unità si distingue dalla precedente in quanto è caratterizzata esclusivamente dalla presenza di piante erbacee ed eventualmente da sedimenti sciolti; si presenta con diverse tonalità del verde nelle ortofoto a colori mentre nelle ortofoto storiche tale unità presenta una tonalità grigio-nerastra.

Nel processo di digitalizzazione si è individuata anche un'unità con prato umido dove affiora la falda freatica. Quest'area si colloca in tutte le diverse ortofoto nella porzione nord-orientale del conoide riconoscibile in quanto è marcata da canali paludosi.

Infine si è riportata un'unità del tutto priva di vegetazione. Questa unità è caratterizzata da sedimenti sciolti e la presenza dell'alveo attivo. Le porzioni di alveo con acqua assumono toni cangianti dal bianco al nero nelle immagini storiche e un azzurro celeste in quelle a colori. La distribuzione del colore a punti è caratteristica invece dei materiali alluvionali, dove i punti chiari indicano le lenti sabbiose.

3.5.2 Modalità di rappresentazione degli elementi nella carta geomorfologica dell'alta val di Lares

Per la rappresentazione degli elementi geomorfologici riportati in carta si sono seguiti gli aggiornamenti ed integrazioni delle linee guida della carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000 di ISPRA (Campobasso et al., 2018). Gli elementi geomorfologici sono delimitati da limiti continui o tratteggiati, possono essere di colori diversi a seconda della genesi e indicati con simboli areali, lineari e puntuali. Quindi per la rappresentazione delle forme e depositi si fa riferimento ai colori riportati qui sotto:

Forme tettoniche: marrone scuro

Forme lito-strutturali: ocra

Forme gravitative: rosso

Forme fluviali, fluvio-glaciali e dovute al dilavamento: verde

Forme glaciali: viola

Per i depositi superficiali si fa ricorso a simboli scelti in base alla granulometria prevalente delle particelle che li costituiscono e al loro grado di cementazione. Secondo l'American Geophysical Union esistono 6 classi granulometriche:

- Massi di dimensioni superiori a 256 mm
- Ciottoli di dimensioni comprese tra 256 mm e 64 mm
- Ghiaia di dimensioni comprese tra 64 mm e 2 mm
- Sabbia di dimensioni comprese tra 2 mm e 0.062 mm
- Limo e argilla di dimensioni inferiori a 0.062 mm.

I depositi che sono formati da più classi granulometriche sono rappresentati da una combinazione di simboli. In figura 3.10 sono riportati i diversi simboli utilizzati per rappresentare le varie classi granulometriche.




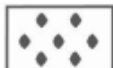
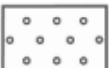

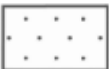
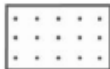

Classi granulometriche	Deposito sciolto	Deposito cementato
Massi <i>Boulders</i>		
Ciottoli <i>Cobbles</i>		
Ghiaia <i>Gravel</i>		
Sabbia <i>Sand</i>		
Limo e Argilla <i>Silt and Clay</i>		

Figura 3.10. Simbologia delle granulometrie prevalenti nei depositi (da ISPRA)

3.5.2.1 Lo stato di attività delle forme dei depositi

Secondo gli aggiornamenti ed integrazioni delle linee guida della carta geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000 di ISPRA vengono distinte due classi di attività:

a) **forme attive**: forme e depositi legati a processi in atto all'epoca del rilevamento e ricorrenti stagionalmente.

b) **forme inattive**: forme e depositi non più influenzabili dalle cause naturali che ne hanno determinato l'origine o perché si sono sviluppati in condizioni morfodinamiche e morfoclimatiche considerevolmente diverse dalle attuali.

Sulla carta si possono utilizzare tonalità diverse del colore per distinguere le forme attive da quelle inattive. Generalmente si impiegano colori più accesi per le forme e i depositi attivi mentre colori più tenui per le forme e i depositi inattivi.

3.6 Acquisizione da drone

Nel corso della realizzazione della tesi di laurea, in data 28/06/2022, è stato effettuato un rilievo con drone del conoide fluvioglaciale oggetto di studio. Il rilievo con drone ha coperto una superficie di circa 11,2 ettari ed è stato effettuato dal tecnico del Dipartimento di Geoscienze Stefano Castelli. Il drone utilizzato per il rilievo è anch'esso del dipartimento e del tipo DJI phantom 4 RTK.

Vista l'assenza di copertura di rete nell'area d'interesse, per permettere la georeferenziazione del rilievo, si sono disposti sulla superficie del conoide a quote e in punti diversi 10 target (figura 3.11).



Figura 3.11. Posizionamento target sulla superficie del conoide (foto M.Groff, 2022)

In corrispondenza dei target grazie all'utilizzo del GPS differenziale si sono ricavate le coordinate dei punti (figura 3.12). Su ciascun target sono state effettuate tre misure diverse con un errore medio di 4 - 6 m. Il GPS differenziale è un sistema che permette di migliorare il posizionamento basato sul Global Positioning System. Questa tecnica si basa sulla combinazione dei dati osservati contemporaneamente da due (o più) ricevitori GPS, ottenendo l'eliminazione o la significativa riduzione dei principali errori nel posizionamento GPS.



Figura 3.12. Misura delle coordinate geografiche tramite GPS differenziale in corrispondenza del target (foto N. Groff, 2022)

È stato poi effettuato un post-processamento del dato utilizzando la piattaforma Leica Spider. In condizioni di copertura di rete telefonica il GPS calcola la propria posizione rispetto a delle stazioni di riferimento fisse (le cosiddette baseline) tramite contatto GPRS (General Packet Radio Service) in continuo. Nel caso seguente, vista l'assenza di copertura di rete, la procedura avviene su base statistica simulando tutte le possibili baseline e conservando la combinazione che garantisce l'errore minimo. Più l'area in cui si lavora è lontana da stazioni fisse disponibili, come nel caso oggetto di studio, più tempo serve per elaborare i risultati visto che le stazioni di riferimento papabili aumentano di numero. Questa procedura è possibile entro 30 giorni dalla misura visto che i dati memorizzati dalle stazioni vengono sovrascritti ogni 30 giorni per ragioni di memoria. L'accuratezza della georeferenziazione che si è raggiunta è decimetrica. Nello specifico, il punto con il risultato migliore ha errore pari a 8.3 cm, mentre il peggiore di 18.5 cm.

L'elaborazione delle foto ottenute dal rilievo con drone è stata effettuata utilizzando il software Metashape. Metashape è un prodotto software autonomo che esegue l'elaborazione fotogrammetrica di immagini digitali e genera dati spaziali 3D da utilizzare in applicazioni GIS. Si sono infatti ottenute un'ortofoto del conoide fluvioglaciale (figura 3.13) e un modello digitale di superficie (DSM) (figura 3.14). L'ortofoto 2022 del conoide fluvioglaciale è a colori con una risoluzione a terra molto buona. Anche per l'ortofoto 2022 è stata effettuata l'analisi visuale con la digitalizzazione delle diverse unità di copertura vegetale e delle porzioni attive del conoide in ambiente GIS.



Figura 3.13. Ortofoto anno 2022 elaborata da rilievo drone



Figura 3.14. Modello digitale di superficie (DSM) elaborato da rilievo drone

3.7 Dati meteorologici

Per il seguente studio si sono considerati anche i dati di precipitazione e i dati di temperatura. Sia i dati di precipitazione che di temperatura sono pubblicati e scaricabili dal sito Meteotrentino della Provincia Autonoma di Trento.

3.7.1 Dati di precipitazione

Per quanto riguarda i dati di precipitazione si è considerata la stazione meteo di Pinzolo. La stazione meteo di Pinzolo (T0175), a quota 760 m s.l.m., è attiva e fornisce dati dal 1921 con alcune lacune durante il periodo della seconda guerra mondiale e del dopo guerra e durante i primi anni 2000. Si colloca ad una distanza in linea d'aria dall'area oggetto di studio di ca 9,5 km (figura 3.15).



Figura 3.15. Posizione stazione meteo di Pinzolo rispetto all'area oggetto di studio (da Google Satellite)

I valori considerati si riferiscono per ciascun anno alla precipitazione totale in mm registrata durante ogni mese.

A causa del gap nella serie di dati durante il periodo della seconda guerra mondiale e del dopo guerra si è recuperato per questo lasso di tempo i dati di una stazione limitrofa all'area di studio, in particolare si è considerata la stazione meteo di Tione. La stazione meteo di Tione (T0179), a 533 m s.l.m., è attiva e fornisce dati dal 1921 in modo piuttosto continuo. La stazione di Tione si colloca ad una distanza in linea d'aria dall'area oggetto di studio di ca 12,8 km (figura 3.16).



Figura 3.16. Posizione stazione meteo di Tione rispetto all'area oggetto di studio (da Google Satellite)

3.7.2 Dati di temperatura

Per quanto riguarda i dati di temperatura si è considerata la stazione meteo della val di Genova (O.P.Enel). La stazione meteo della val di Genova (T0166) a 900 m s.l.m. non è più attiva, è stata dismessa il 5/09/2012. Fornisce dati dal 31/12/1980 al 4/09/2012. I valori considerati si riferiscono per ciascun anno alla massima e minima temperatura in °C registrata. La serie di riferimento non è continua, ma è caratterizzata da dati mancanti o incerti per analisi climatiche o per malfunzionamenti della stazione.

La stazione meteo della val di Genova (O.P.Enel) si colloca ad una distanza in linea d'aria dall'area oggetto di studio di ca 7,5 km. Risulta, infatti, la stazione più vicina all'area d'interesse (figura 3.17).



Figura 3.17. Posizione stazione meteo della val di Genova (O.P.Enel) rispetto all'area oggetto di studio (da Google Satellite)

3.8 Software Excel

Microsoft Excel è un programma prodotto da Microsoft, dedicato alla produzione ed alla gestione di fogli elettronici. Per il lavoro di tesi si è utilizzata la versione 2007 (Tenore 2007).

Attraverso l'utilizzo di Excel si sono realizzati diversi grafici: rappresentazione nei diversi anni delle aree vegetate e non vegetate del conoide fluvioglaciale di Lares; relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares; relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares; relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares; relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio; relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares.

3.8.1 Rappresentazione nei diversi anni delle aree vegetate e non vegetate del conoide fluvioglaciale di Lares

Per la realizzazione di questo grafico a istogrammi sono state calcolate in ambiente GIS le superfici in ettari delle diverse aree del conoide nei diversi anni. Successivamente attraverso una semplice espressione matematica si sono trasformate le superfici calcolate in precedenza in percentuale rispetto alla superficie totale del conoide presente nei diversi anni.

3.8.2 Relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares

Per la realizzazione di questo grafico a dispersione a doppio asse si sono scaricati e utilizzati i dati di temperatura della stazione meteo della val di Genova e i valori della superficie del ghiacciaio di Lares calcolati nell'ambito della tesi triennale. Su un foglio di lavoro di Excel si è riportato nella prima colonna A gli anni, nella seconda colonna B le temperature minime in °C, nella terza colonna C

le temperature massime sempre in °C e nella quarta colonna D la superficie del ghiacciaio in ettari. Nel grafico sono stati selezionati come “valori X serie” gli anni e come “valori Y serie” i dati relativi alla superficie del ghiacciaio, si è poi ripetuta la stessa operazione per i dati relativi alla temperatura minima e massima considerando appunto come “valori Y serie” la temperatura, per questi valori si è impostato l’opzione della serie lungo l’asse secondario.

3.8.3 Relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares

Per la realizzazione di questo grafico a dispersione a doppio asse si sono scaricati e utilizzati i dati di temperatura della stazione meteo della val di Genova e i valori della superficie del lago proglaciale calcolati su GIS per i diversi anni. Per quanto riguarda l’anno 2017 si è utilizzata l’immagine landsat 08/2017 presente su Google Earth. Su un secondo foglio di lavoro di Excel si è riportato nella prima colonna A gli anni, nella seconda colonna B le temperature minime in °C, nella terza colonna C le temperature massime sempre in °C, nella quarta colonna D la superficie del lago proglaciale in ettari. Nel grafico sono stati selezionati come “valori X serie” gli anni e come “valori Y serie” i dati relativi alla superficie del lago proglaciale si è poi ripetuta la stessa operazione per i dati relativi alla temperatura minima e massima con “valori Y serie” rispettivamente uguali alla temperatura minima e massima, per i valori della temperatura si è impostato l’opzione della serie lungo l’asse secondario.

3.8.4 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

Per la realizzazione di questo grafico a dispersione si è calcolato su GIS le superfici in ettari del lago proglaciale e della parte attiva del conoide fluvioglaciale per le diverse ortofoto a disposizione. Su un terzo foglio di lavoro di Excel si è riportato nella prima colonna A gli anni, nella seconda colonna B la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale in ettari e nella colonna C la superficie del lago proglaciale sempre in ettari. Nel grafico sono stati selezionati come “valori X serie” gli anni e come “valori Y serie” i dati relativi alla superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale, si è poi ripetuta la stessa operazione per i dati relativi alla superficie del lago proglaciale considerando appunto come “valori Y serie” la superficie del lago.

3.8.5 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio

Per la realizzazione di questo grafico a dispersione a doppio asse si è calcolato su GIS le superfici in ettari del lago proglaciale e della parte attiva del conoide fluvioglaciale per i diversi anni, si è risalito inoltre alla quota della linea di equilibrio del ghiacciaio calcolata nell’ambito della tesi triennale. Su un quarto foglio di lavoro di Excel si è riportato nella prima colonna A gli anni, nella seconda

colonna B la superficie del lago proglaciale in ettari, nella terza colonna C la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale sempre in ettari e nella quarta colonna D la quota della linea di equilibrio in m s.l.m. Nel grafico sono stati selezionati come “valori X serie” gli anni e come “valori Y serie” i dati relativi alla superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale, si è poi ripetuta la stessa operazione per i dati relativi alla superficie del lago proglaciale considerando appunto come “valori Y serie” la superficie del lago e anche per la quota della linea di equilibrio con “valori Y serie” la quota, per i valori della quota della linea di equilibrio si è impostato l’opzione della serie lungo l’asse secondario.

3.8.6 Relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

Sono stati realizzati tre diversi grafici. Per il primo grafico si sono scaricati e utilizzati i dati di precipitazione della stazione meteo di Pinzolo. In particolare si è calcolata la media mensile delle precipitazioni e la precipitazione del mese più piovoso, su GIS si è poi calcolato la superficie in ettari del lago proglaciale e della parte attiva del conoide fluvioglaciale. Su un nuovo foglio di lavoro Excel si è riportato nella prima colonna A gli anni, nelle 12 colonne successive si sono riportate le precipitazioni totali in mm registrate durante ogni mese, successivamente attraverso la funzione MAX e MEDIA di Excel si è calcolato la media e la precipitazione massima. Nelle colonne a seguire si è riportato la superficie della parte attiva del conoide e la superficie del lago proglaciale. Nel grafico sono stati selezionati come “valori X serie” gli anni e come “valori Y serie” la precipitazione del mese più piovoso rappresentata come barra a istogramma, si è poi ripetuta la stessa operazione per la media mensile delle precipitazioni considerando appunto come “valori Y serie” la media rappresentata con una linea. Lo stesso anche per la superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale con “valori Y serie” rispettivamente uguali a superficie parte attiva del conoide e superficie lago. I valori di superficie sono stati rappresentati con una linea con indicatore. Per i valori di superficie si è impostato l’opzione della serie lungo l’asse secondario.

Per il secondo grafico si sono scaricati e utilizzati i dati di precipitazione della stazione meteo di Pinzolo. In particolare si è calcolata la precipitazione totale, su GIS si è poi calcolato la superficie in ettari del lago proglaciale e della parte attiva del conoide fluvioglaciale. Sul foglio di lavoro Excel è stata aggiunta una colonna dove attraverso la funzione SOMMA di Excel si è calcolata la precipitazione totale. Nel grafico sono stati selezionati come “valori X serie” gli anni e come “valori Y serie” la precipitazione totale rappresentata con una linea, si è poi ripetuta la stessa operazione per la superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale con “valori Y serie” rispettivamente uguali a superficie parte attiva del conoide e superficie lago. Per i valori di superficie si è impostato l’opzione della serie lungo l’asse secondario.

Un terzo grafico che tratta i dati di precipitazione della stazione di Tione è stato effettuato al fine di comprendere meglio l'attività del conoide nel 1954 visto che nella serie di Pinzolo si ha una lacuna nel periodo compreso fra il 1942 e 1950.

4. Risultati

4.1 Carta geomorfologica dell'alta val di Lares

La carta geomorfologica dell'alta val di Lares ricopre un'area di circa 46450564.895 km² ed è riportata in figura 4.1.

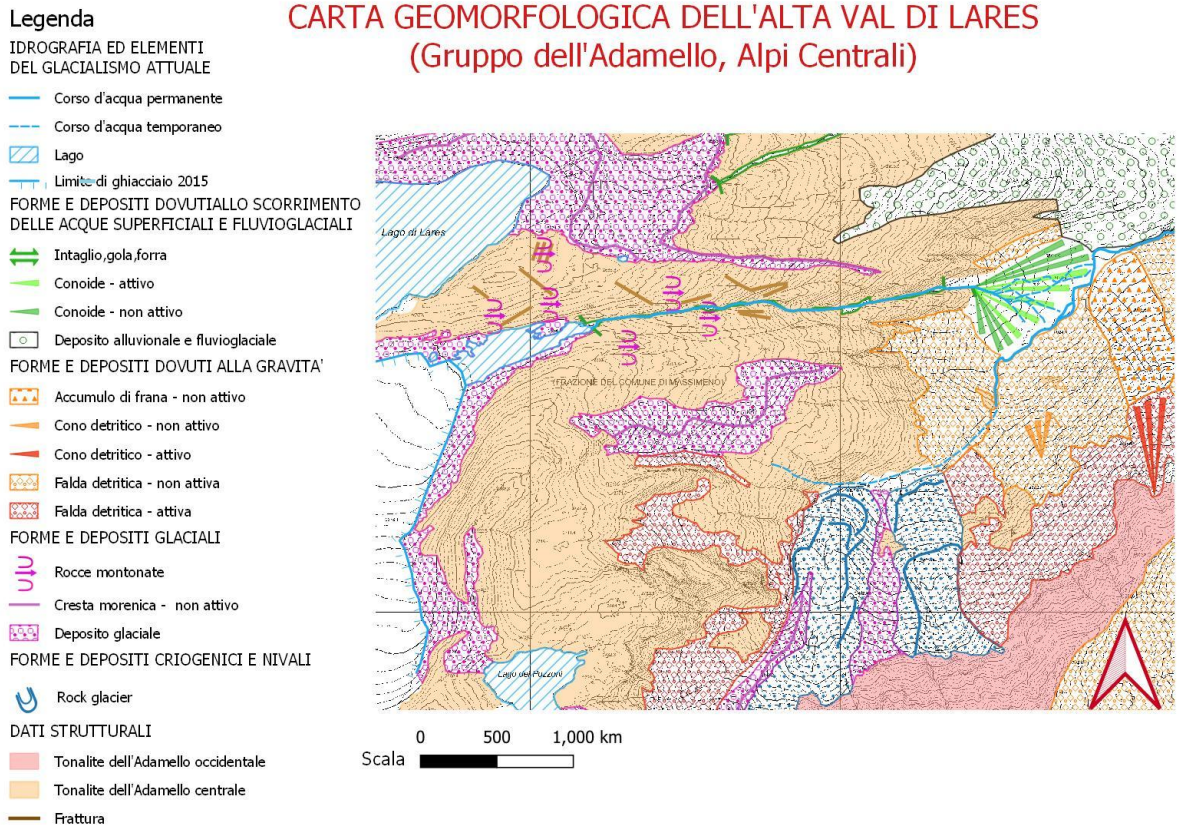


Figura 4.1. Carta geomorfologica dell'alta val di Lares.

Nella carta sono riportati in azzurro gli elementi del glacialismo attuale e l'idrografia. In particolare con la linea continua si rappresenta un corso d'acqua permanente mentre con la linea tratteggiata si è indicato un corso d'acqua temporaneo. Sono stati poi messi in evidenza anche i diversi laghi quindi il lago di Lares, il lago proglaciale e il lago dei Pozzoni nel 2015. Con un'appropriata simbologia si è indicato anche il limite del ghiacciaio di Lares presente nel 2015.

In verde sono riportate le forme e i depositi dovuti allo scorrimento delle acque superficiali e fluvio-glaciali. In verde chiaro le forme attive mentre in verde scuro sono riportate le forme inattive. Tra queste forme sono presenti la forra/gola subito a valle del lago proglaciale, il conoide fluvio-glaciale oggetto di studio e depositi alluvionali e fluvio-glaciali nella porzione nord – orientale della carta.

In arancio e rosso sono rappresentate le forme e i depositi dovuti alla gravità. In arancio le forme non attive, in rosso quelle attive. Tra le forme e i

depositi dovuti alla gravità sono stati riportati, dove si sono potuti riconoscere, i coni detritici e accumuli da frana. Falde detritiche sono presenti ai piedi delle pareti rocciose.

In violetto sono rappresentate le forme e i depositi glaciali tra cui le rocce montonate; con una linea continua si è indicata la cresta delle morene presenti e con un elemento poligonale si è riportato il deposito glaciale presente lungo i margini del ghiacciaio e in corrispondenza delle morene.

Tra le forme e depositi criogenici e nivali si è indicata la presenza di due rock glacier presenti nella porzione sud – orientale della carta.

Infine tra i dati strutturali si sono riportate le fratture presenti, legate alla tettonica e alla contrazione per raffreddamento del corpo plutonico, con un rosa chiaro le aree in cui affiora la tonalite dell'Adamello occidentale e con colore panna le aree in cui affiora la tonalite dell'Adamello centrale.

4.2 Analisi evolutiva conoide fluvioglaciale di Lares

Nel processo di analisi dell'evoluzione del conoide fluvioglaciale si è indicato con una linea continua azzurra il corso d'acqua permanente, mentre con una linea tratteggiata si è indicato il corso d'acqua temporaneo. Il corso d'acqua permanente di tipo braided, è un corso d'acqua che scorre lungo il solco vallivo in maniera persistente. Il corso d'acqua temporaneo invece scorre lungo la superficie del conoide e nel corso degli anni ha cambiato più volte percorso. Si è poi riportata la presenza di una scarpatina in prossimità dell'apice del conoide. La scarpata è ben individuabile nelle ortofoto a colori in quanto si nota una brusca rottura del profilo topografico del terreno secondo un piano inclinato. Nelle ortofoto in bianco nero l'individuazione della scarpata non è così evidente. È stata segnata per l'anno 1994 e 1988 in quanto se ne intuisce la presenza mentre per le ortofoto del 1973 e del 1954 che hanno una più bassa risoluzione, risulta più complicato individuarne l'esistenza. Tuttavia, molto probabilmente, la scarpata era già presente sia nel 1973 che nel 1954. In verde scuro si è poi riportata l'area del conoide vegetata con arbusti e larici, in verde chiaro l'area con vegetazione erbacea e con un colore verde giallognolo l'area dove affiora la falda. In azzurro si è indicata l'area del conoide priva di vegetazione dove vi è il passaggio del corso d'acqua temporaneo e trasporto di sedimenti. Infine si è messa in evidenza, utilizzando una simbologia appropriata, la piana di divagazione del torrente nel fondovalle. La piana di divagazione è stata riportata in tutte le ortofoto a disposizione e ha permesso di tracciare con maggior accuratezza il limite inferiore del conoide fluvioglaciale oggetto di studio.

In figura 4.2 è riportato quanto ottenuto per l'anno 1954.

Anno 1954

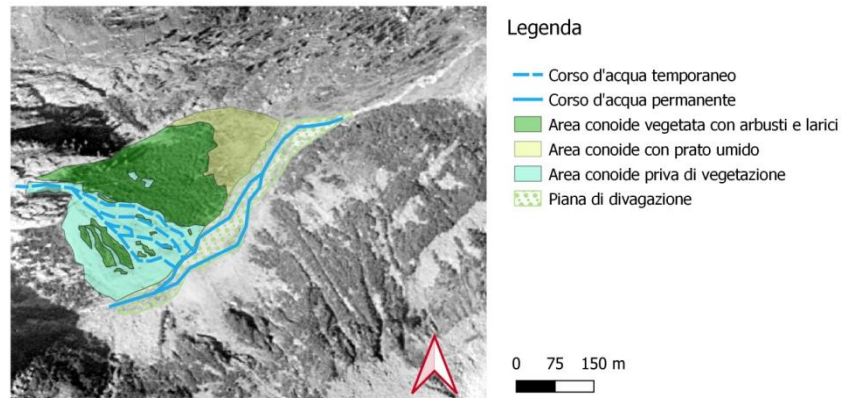


Figura 4.2. Analisi conoide anno 1954.

In figura 4.3 quanto ottenuto per l'anno 1973.

Anno 1973

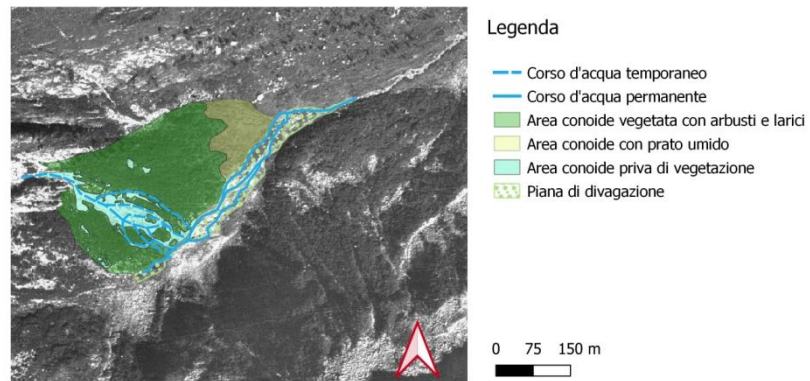


Figura 4.3. Analisi conoide anno 1973.

In figura 4.4 l'analisi per l'anno 1988.

Anno 1988

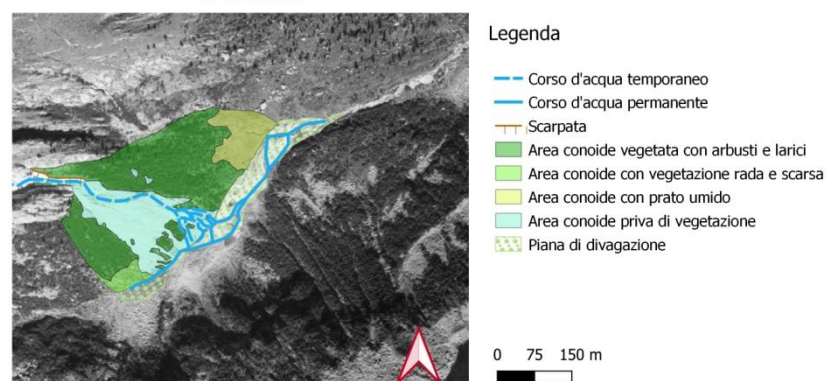


Figura 4.4. Analisi conoide anno 1988.

In figura 4.5 quanto ottenuto per l'anno 1994.

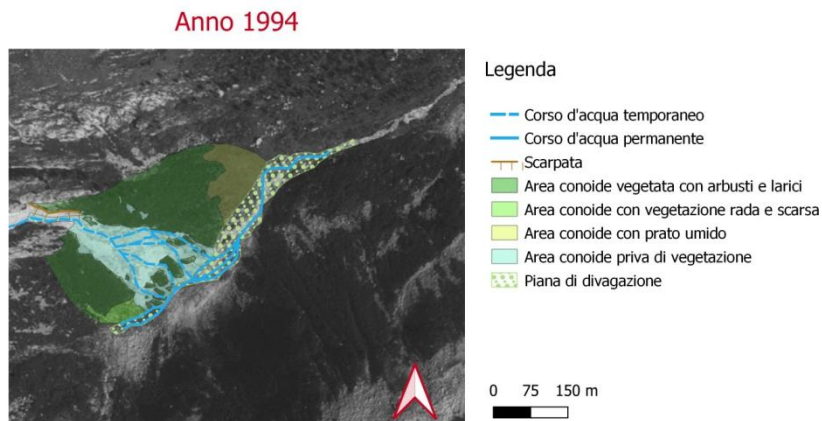


Figura 4.5. Analisi conoide anno 1994.

In figura 4.6 l'analisi per l'anno 2006.

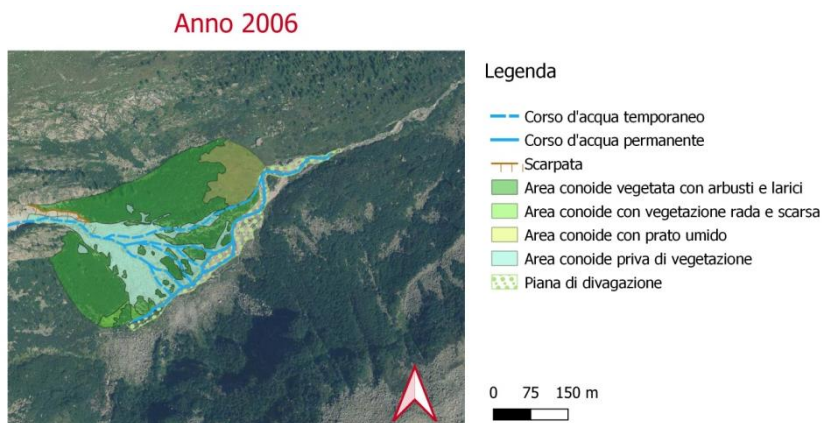


Figura 4.6. Analisi conoide anno 2006.

In figura 4.7 è riportato l'anno 2008.

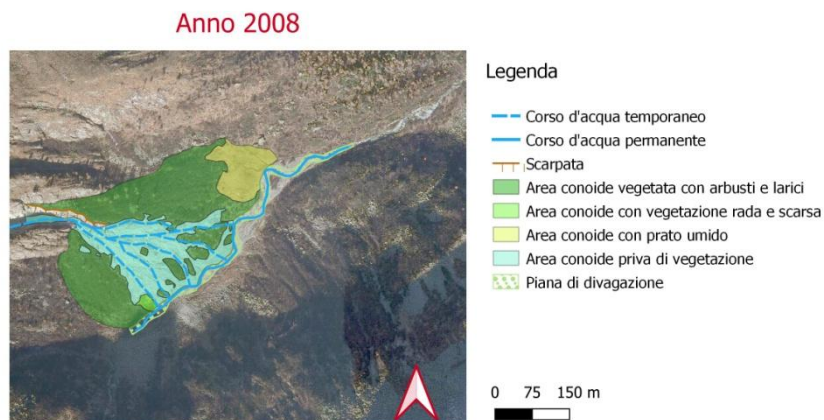


Figura 4.7. Analisi conoide anno 2008.

In figura 4.8 è riportato quanto ottenuto per l'anno 2015.

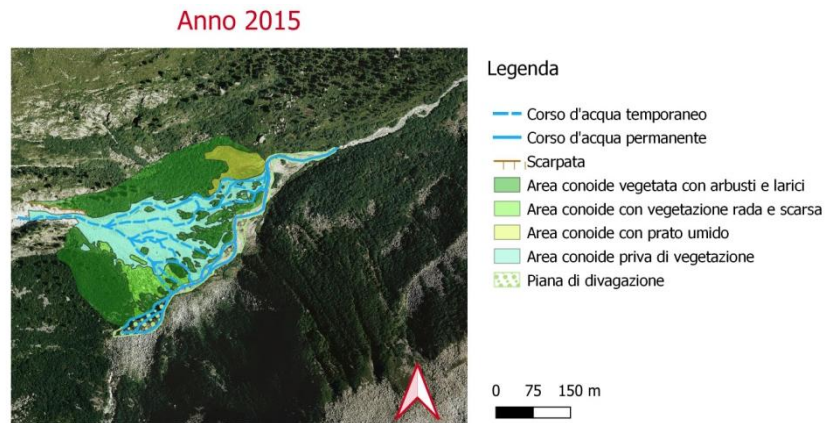


Figura 4.8. Analisi conoide anno 2015.

Infine in figura 4.9 è riportata l'analisi per l'anno 2022.



Figura 4.9. Analisi conoide anno 2022.

4.3 Rappresentazione nei diversi anni delle aree vegetate e non vegetate del conoide fluvioglaciale di Lares

In figura 4.10 è riportato il grafico che rappresenta nei diversi anni le aree in percentuale, vegetate e non vegetate, del conoide fluvioglaciale di Lares. In ascissa sono presenti gli anni, in verde scuro la superficie in percentuale del conoide, vegetata con arbusti e larici (superficie A); in verde acqua la superficie in percentuale del conoide priva di vegetazione (superficie D); in verde chiaro la superficie in percentuale del conoide con vegetazione rada e scarsa (superficie B) e in verde oliva la superficie in percentuale del conoide caratterizzata da prato umido (superficie C). Si è poi riportata per ciascun anno la superficie totale del conoide in ettari. Nel grafico non compare l'anno 2022 in quanto l'acquisizione da drone non ha coperto l'intera superficie effettiva del conoide e quindi in particolare per i valori di superficie dell'area vegetata con arbusti e larici e con prato umido si riscontrano valori minori.

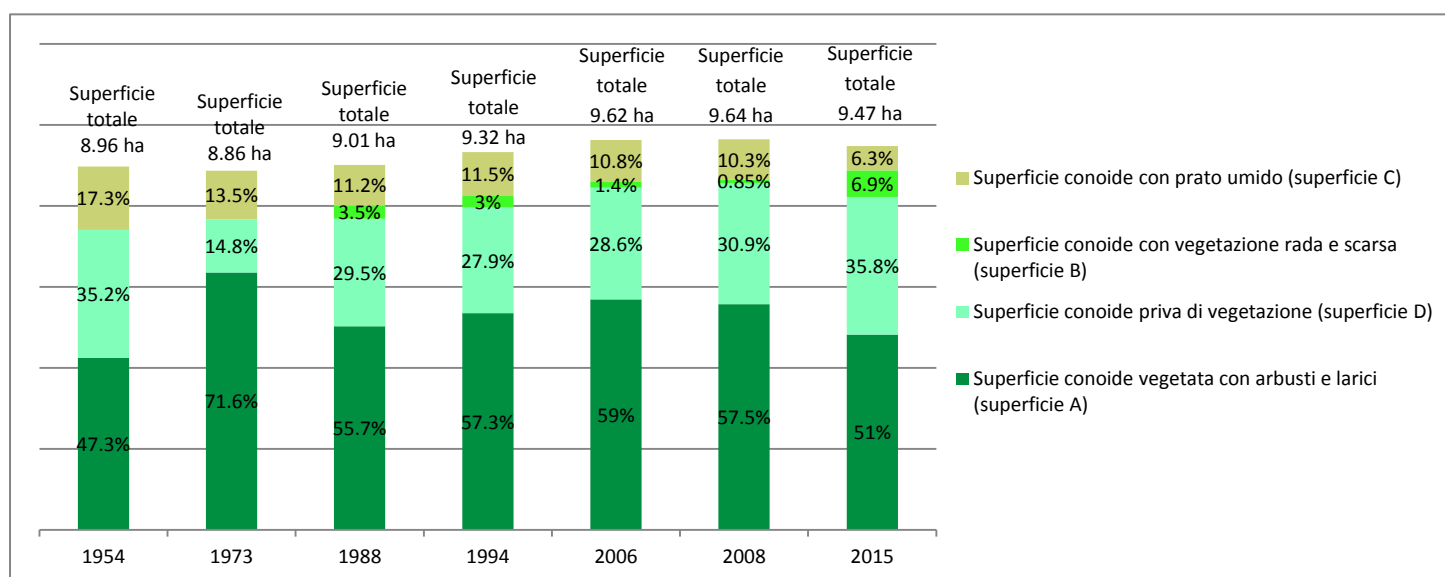


Figura 4.10. Rappresentazione nei diversi anni delle aree in percentuale, vegetate e non vegetate, del conoide fluvioglaciale di Lares.

4.4 Relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares

In figura 4.11 è riportato il grafico che relaziona la temperatura con la superficie del ghiacciaio di Lares. In ascissa sono presenti gli anni e in ordinata la superficie del ghiacciaio in ettari e la temperatura massima e minima registrata per ciascun anno in gradi centigradi. Con l'indicatore triangolare verde sono riportate le temperature massime, con l'indicatore quadrato rosso le temperature minime e con l'indicatore a rombo azzurro la superficie del ghiacciaio di Lares. Sono riportate anche le linee di tendenza per le diverse serie.

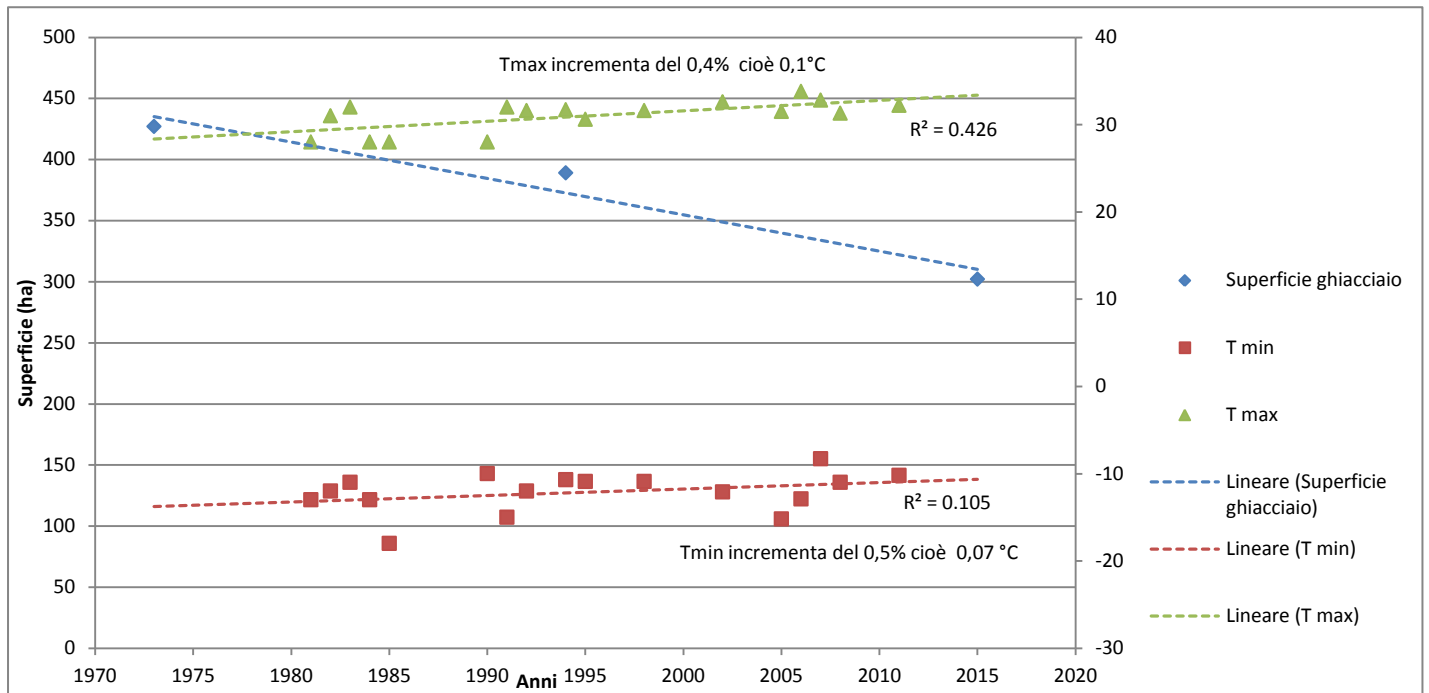


Figura 4.11. Grafico relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares.

4.5 Relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares

In figura 4.12 è riportato il grafico che relaziona la temperatura con la superficie del lago proglaciale di Lares. In ascissa sono presenti gli anni e in ordinata la superficie del ghiacciaio in ettari e la temperatura massima e minima registrata per ciascun anno in gradi centigradi. Con l'indicatore triangolare verde sono riportate le temperature massime mentre con l'indicatore triangolare rosso sono riportate le temperature minime, con un indicatore circolare azzurro è riportata la superficie del lago proglaciale di Lares. Sono rappresentate anche le linee di tendenza per la serie di dati delle temperature massime e minime.

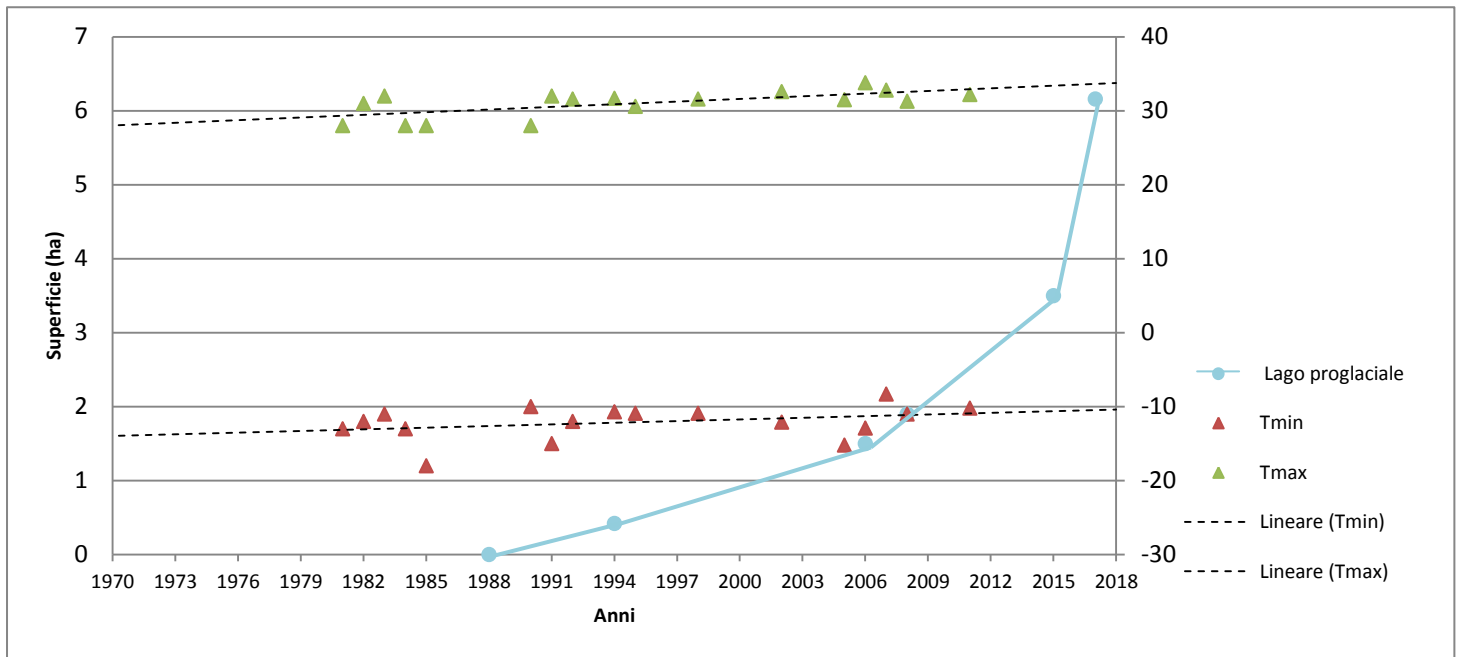


Figura 4.12. Grafico relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares.

4.6 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

In figura 4.13 è illustrato il grafico che relaziona la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale con la superficie del lago proglaciale di Lares. In ascissa sono riportati gli anni e in ordinata la superficie in ettari. Con un indicatore circolare azzurro è indicata la superficie del lago proglaciale mentre con un indicatore quadrato verde è indicata la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale.

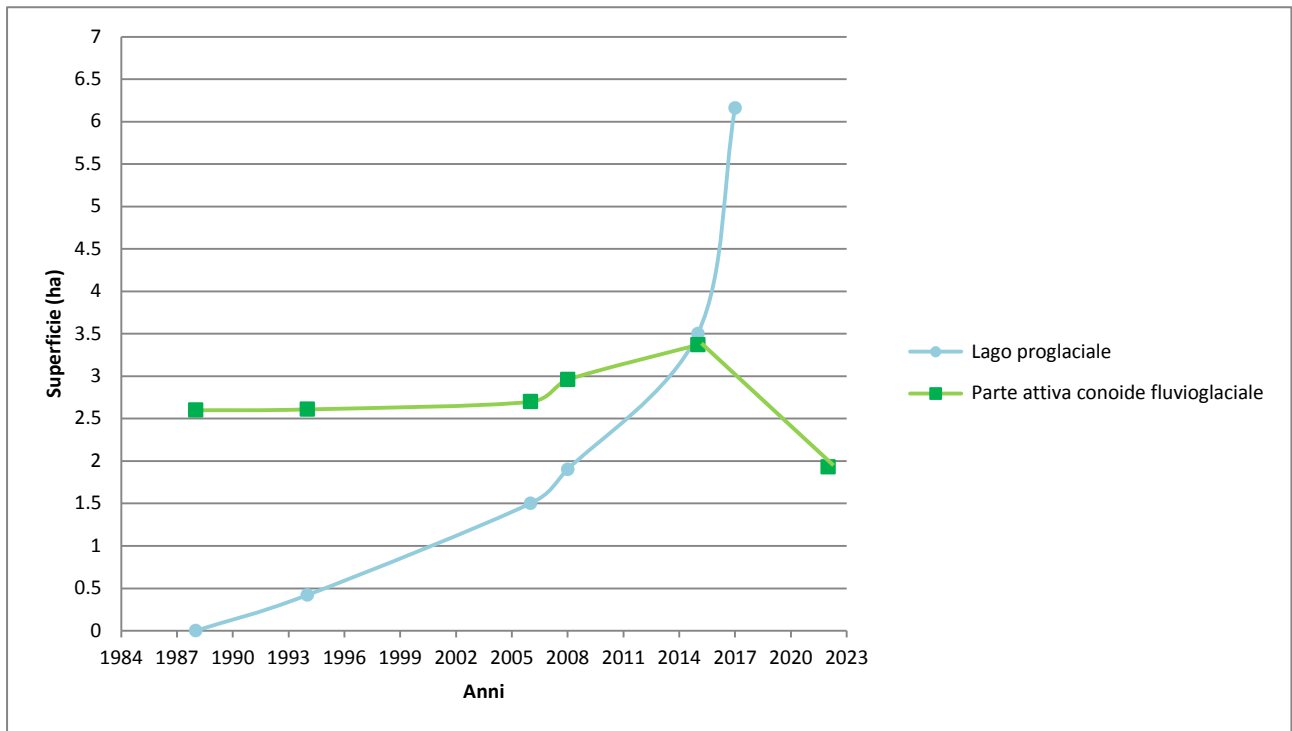


Figura 4.13. Grafico relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares.

4.7 Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio

La figura 4.14 mostra il grafico che relaziona la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale con il lago proglaciale di Lares e la quota della linea di equilibrio, ricavata dalle analisi effettuate nell'ambito della mia tesi triennale dal titolo "L'evoluzione del ghiacciaio di Lares dal 1973 al 2015". In particolare per l'anno 1973 si è ottenuto un valore pari a 3027 m s.l.m., nel 1994 di 3053 m s.l.m., nel 2015 di 3081 m s.l.m.

In ascissa sono riportati gli anni e in ordinata la superficie in ettari e la quota in m s.l.m. Con un indicatore a croce rossa si è riportata la quota della linea di equilibrio mentre con un indicatore quadrato verde si è rappresentata la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale infine con un indicatore circolare azzurro si è riportata la superficie del lago proglaciale di Lares.

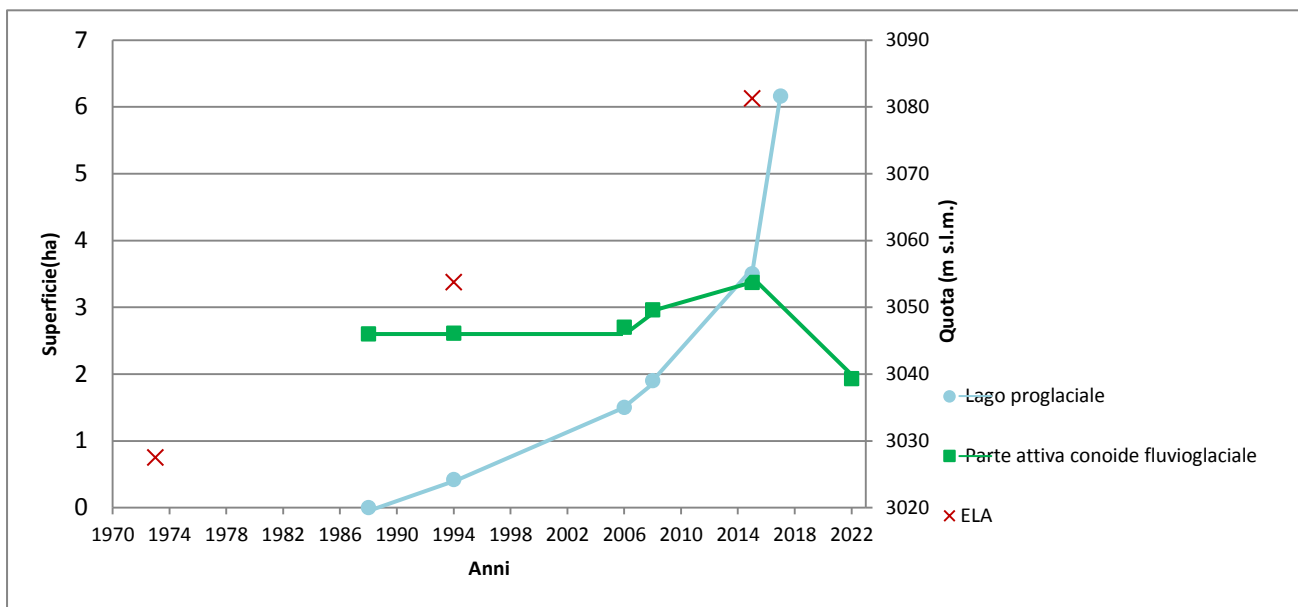


Figura 4.14. Grafico relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio.

4.8 Relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

In figura 4.15 è riportato il primo grafico che tratta i dati meteo di Pinzolo e relaciona le precipitazioni del mese più piovoso, la media mensile delle precipitazioni, la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e la superficie del lago proglaciale di Lares. In ascissa sono riportati gli anni e in ordinata le precipitazioni in mm e la superficie in ettari. Con la barra a istogramma blu sono indicate le precipitazioni del mese più piovoso. Con la linea rossa è riportata la media mensile delle precipitazioni. Con l'indicatore quadrato verde la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e con l'indicatore circolare azzurrino la superficie del lago proglaciale.

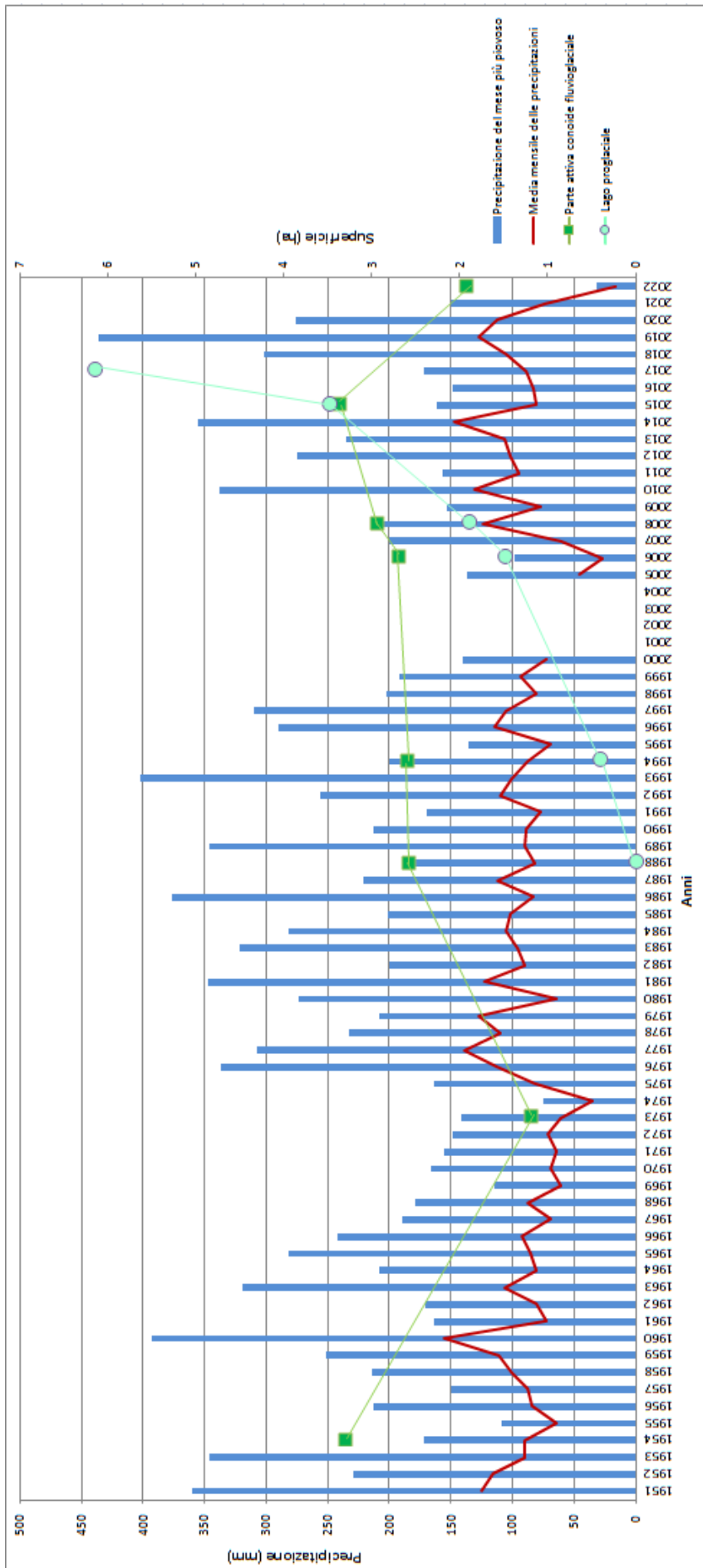


Figura 4.15. 1° grafico relazione precipitazioni, superficie parte attiva conoide fluvio-glaciale e lago proglaciale di Lares

In figura 4.16 è illustrato il 2° grafico che tratta i dati meteo di Pinzolo e che relaziona le precipitazioni totali con la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e con la superficie del lago proglaciale. In ascissa sono riportati gli anni, in ordinata la precipitazione in mm e la superficie in ettari. Con una linea rossa è indicata la precipitazione totale. Con l'indicatore quadrato verde la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e con l'indicatore circolare azzurrino la superficie del lago proglaciale.

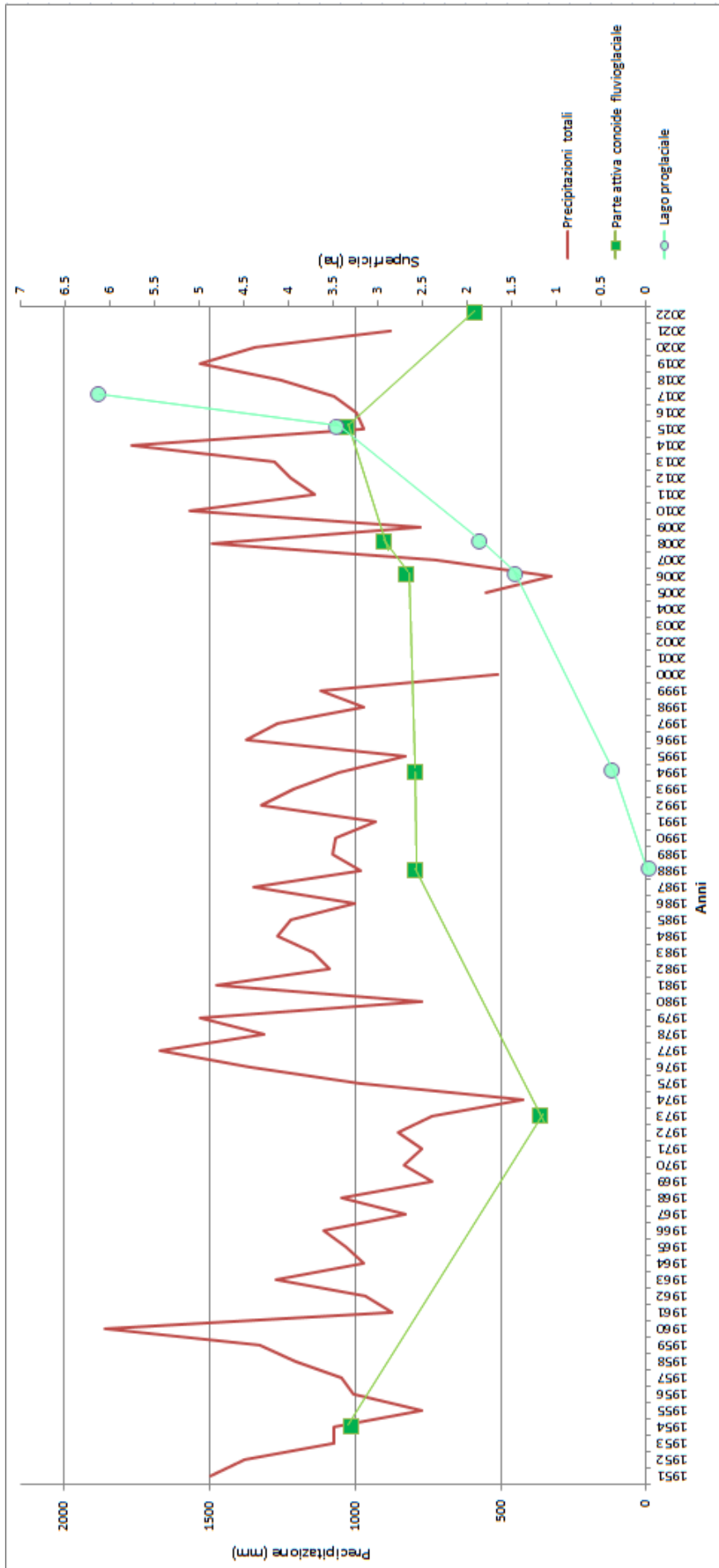


Figura 4.16. 2° grafico relazione precipitazioni, superficie parte attiva conoide fluvio-glaciale e lago proglaciale di Lares

In figura 4.17 è illustrato il grafico che tratta i dati meteo di Tione e che relaciona la precipitazione del mese più piovoso, la media mensile delle precipitazioni, la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale di Lares e la superficie del lago proglaciale. In ascissa sono riportati gli anni e in ordinata la precipitazione in mm e la superficie in ettari. Con la barra a istogramma blu sono indicate le precipitazioni del mese più piovoso. Con la linea rossa è riportata la media mensile delle precipitazioni. Con l'indicatore quadrato verde la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e con l'indicatore circolare azzurrino la superficie del lago proglaciale.

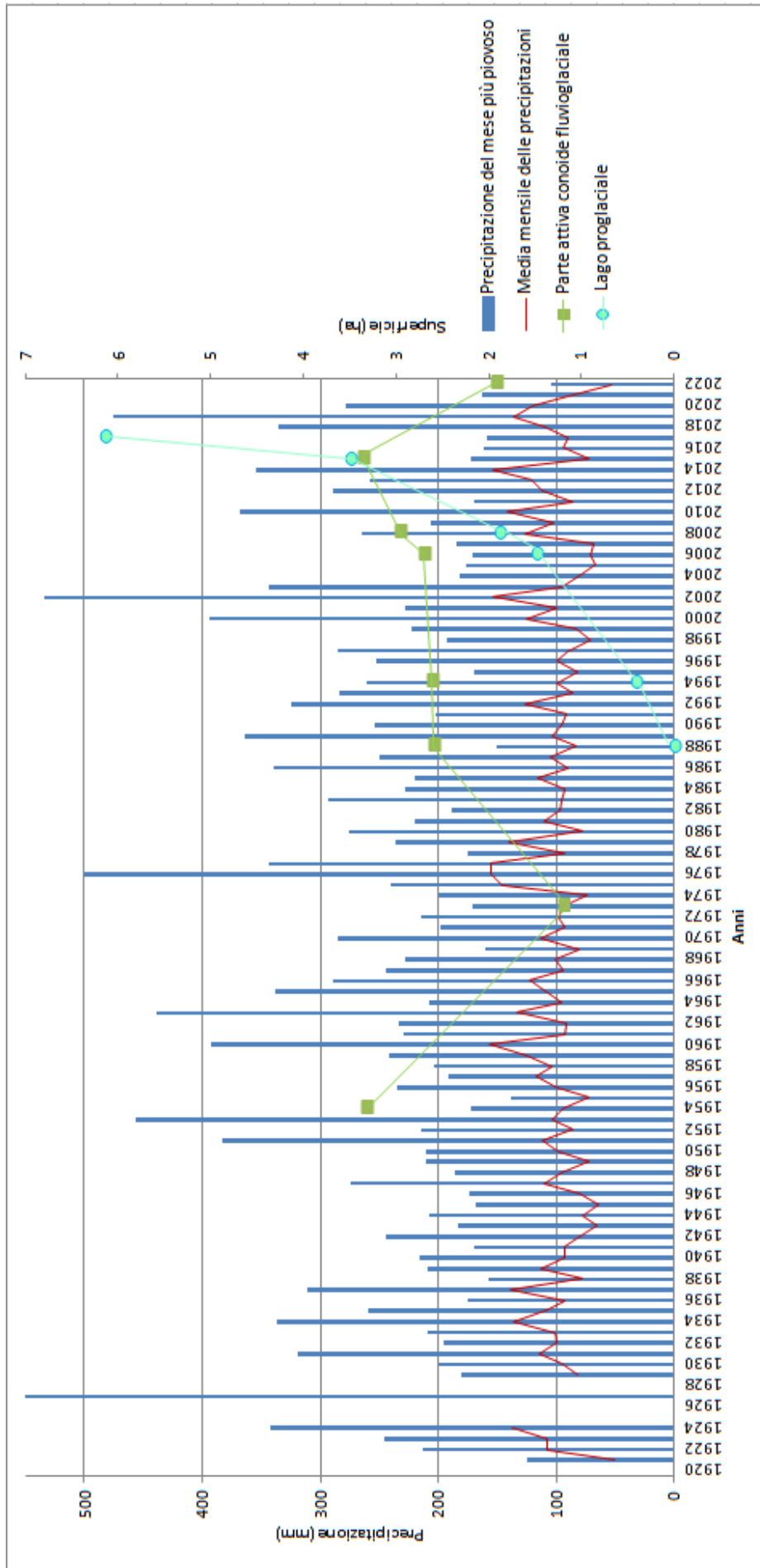


Figura 4.17. Grafico relazione precipitazioni (serie Tione), superficie parte attiva conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

5. Discussione

5.1 Deduzioni e interpretazioni sulla base dell'osservazione della carta geomorfologica dell'alta val di Lares

Probabilmente uno degli elementi principali che risultano dalla carta geomorfologica dell'alta val di Lares è rappresentato dall'evoluzione del ghiacciaio di Lares e del suo sistema di morene. In effetti si nota che la morena più esterna a valle del lago di Lares e la morena che si colloca in destra idrografica rispetto al torrente che scorre lungo il canale in roccia sono di età post-LGM, presumibilmente formatesi durante la piccola età glaciale. La morena più interna a valle del lago di Lares, formatesi probabilmente durante un periodo di assestamento del ghiacciaio, è invece successiva alla PEG.

Durante la piccola età glaciale la fronte del ghiacciaio di Lares si posizionava nei pressi del conoide fluvioglaciale oggetto di studio che quindi era un conoide fluvioglaciale proglaciale. In figura 5.1 è riportata l'ipotetica posizione della fronte durante la piccola età glaciale, ipotizzata sulla base dell'andamento delle morene latero-frontali.

Dalla fine della PEG la fronte del ghiacciaio ha subito un'importante arretramento come ben visibile in figura 5.1.

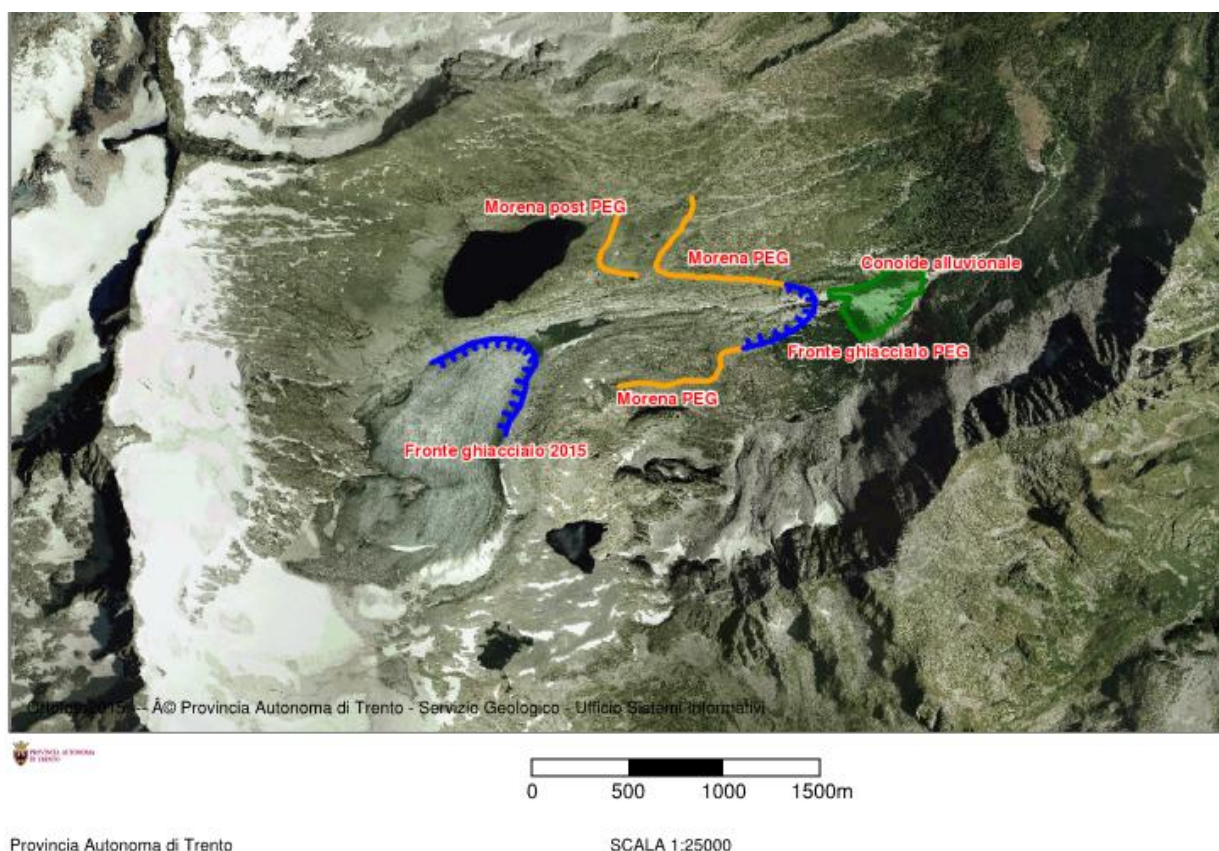


Figura 5.1. Sistema morenico e fronte del ghiacciaio durante la PEG e nel 2015 (da Portale Geocartografico Trentino)

5.2 Considerazioni riguardo il processo di analisi evolutiva del conoide fluvioglaciale di Lares

Nei diversi anni si nota che le aree vegetate con arbusti e larici e quelle prive di vegetazione sono variate di superficie. L'area con vegetazione erbacea è comparsa a partire dall'anno 1988 e anche questa nel corso degli anni è aumentata o diminuita di superficie. L'area con prato umido è rimasta più o meno invariata nel corso degli anni.

In particolare dal 2015 al 2022 si osserva come ci sia stato un aumento di superficie delle stesse zone vegetate con arbusti e larici (figura 5.2a), un aumento anche della superficie con vegetazione erbacea (figura 5.2b) mentre l'area priva di vegetazione è diminuita.

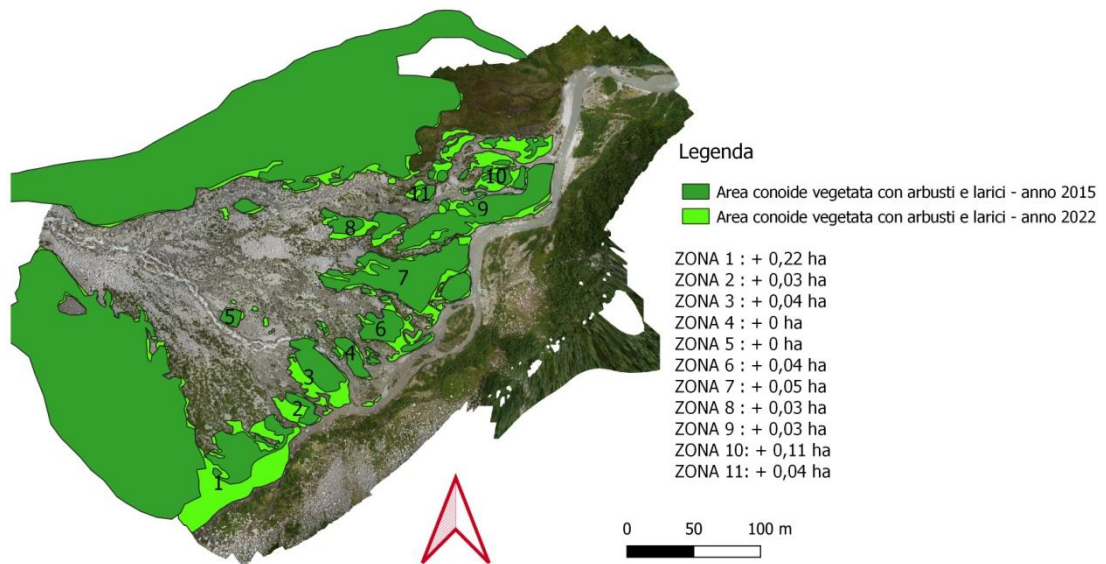


Figura 5.2a. Ortofoto anno 2022. In verde chiaro è rappresentata l'area del conoide vegetata con arbusti e larici per l'anno 2022, mentre in verde scuro l'area del conoide vegetata con arbusti e larici per l'anno 2015. Con una numerazione da 1 a 11 si sono distinte le diverse zone. In legenda sono riportati per ciascuna zona gli aumenti di superficie in ettari rispetto all'anno 2015.

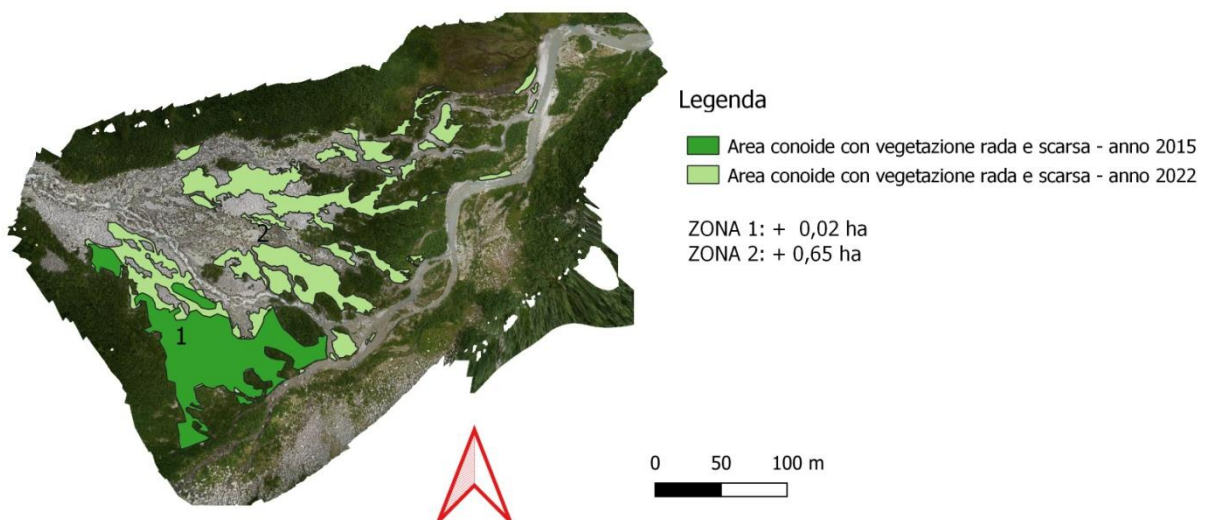


Figura 5.2b. Ortofoto anno 2022. In verde chiaro è rappresentata l'area del conoide con vegetazione erbacea per l'anno 2022, mentre in verde scuro l'area del conoide con vegetazione erbacea per l'anno 2015. Con una numerazione da 1 a 2 si sono distinte le diverse zone. In legenda sono riportati per ciascuna zona gli aumenti di superficie in ettari rispetto all'anno 2015.

Un elemento particolare che è stato messo in evidenza durante il processo di analisi evolutiva è la presenza in prossimità dell'apice del conoide di una scarpata (figura 5.3). La formazione della scarpata è da attribuirsi al passaggio del torrente proglaciale che scorre lungo il canale in roccia e che col tempo ha inciso ed eroso il conoide fluvioglaciale proglaciale di età PEG.



Figura 5.3. Visione frontale del conoide fluvioglaciale oggetto di studio, cerchiata in rosso è indicata la posizione della scarpata (foto M.Groff, 2021).

5.3 Interpretazione grafici

Grafico - Rappresentazione nei diversi anni delle aree vegetate e non vegetate del conoide fluvioglaciale di Lares

Nel grafico che rappresenta nei diversi anni le aree in percentuale, vegetate e non vegetate, del conoide fluvioglaciale di Lares; è evidente che l'area del conoide vegetata con arbusti e larici è la zona che occupa la gran parte della superficie del conoide per tutte le ortofoto a disposizione. Quest'area ricopre infatti in media il 57% della superficie complessiva. Segue la superficie del conoide priva di vegetazione che ricopre in media il 29% della superficie complessiva. La superficie del conoide con prato umido ricopre in media il 12% della superficie complessiva. Per quanto riguarda la superficie del conoide con vegetazione rada e scarsa, essa assume dei valori sempre bassi.

Progradazione conoide fluvioglaciale di Lares

Complessivamente osservando la superficie totale del conoide fluvioglaciale nei diversi anni si nota che si ha una tendenza alla progradazione. Quindi il conoide fluvioglaciale tende ad avanzare a spese della piana alluvionale di fondovalle. I sedimenti della piana alluvionale sono rappresentati principalmente da ghiaie e sabbie.

Grafico – Relazione temperatura e superficie ghiacciaio di Lares

Nel grafico che relaziona la temperatura con la superficie del ghiacciaio di Lares è evidente che all'aumentare delle temperature massime e minime la superficie del ghiacciaio decresce.

I dati della temperatura che si hanno a disposizione iniziano nel 1981, sono piuttosto frammentati, ma comunque affidabili. Osservando l'andamento delle temperature si nota un aumento sia per le temperature massime che minime. In particolare la temperatura massima aumenta del 0,4% cioè 0,1 °C mentre la temperatura minima aumenta del 0,5% cioè 0,07 °C.

Per quanto riguarda la superficie del ghiacciaio si nota che essa nel 1973 assume un valore pari a 427 ettari, nel 1994 di 389 ettari e nel 2015 di 302 ettari. Risulta evidente che dal 1973 al 2015 il ghiacciaio di Lares ha subito un'importante regressione areale, in effetti dal 1973 al 2015 il ghiacciaio ha perso 125 ettari di superficie.

L'aumento delle temperature massime e minime implica una maggior fusione del ghiacciaio, allo stesso tempo impedisce alla neve caduta nei mesi invernali di accumularsi, compattarsi e di trasformarsi in ghiaccio. Perché si cominci a formare un ghiacciaio, è infatti necessario che la quantità di neve che cade e che si accumula nell'arco di un anno, superi quella che viene persa per ablazione. Questo si verifica dove la temperatura rimane bassa tutto l'anno e le precipitazioni nevose sono abbondanti.

Grafico – Relazione temperatura e superficie del lago proglaciale di Lares

Nel grafico che relaziona la temperatura con la superficie del lago proglaciale è evidente che all'aumentare delle temperature massime e minime la superficie del lago proglaciale aumenta. In particolare la curva blu che rappresenta la superficie del lago proglaciale si impenna notevolmente a partire dai primi anni 2000, molto probabilmente questo aspetto è indice del fatto che a partire dai primi anni 2000 il ghiacciaio di Lares sia stato soggetto ad un'importante fase di ablazione con arretramento della fronte e la produzione di grandi quantitativi di acqua di fusione che hanno permesso un rapido incremento della superficie del lago proglaciale.

Il lago proglaciale nel 1994 ha una superficie di 0,42 ha, nel 2006 di 1,5 ha, nel 2008 di 1,9 ha, nel 2015 di 3,5 ha e nel 2017 di 6,16 ha (figura 5.4 e 5.5).



Figura 5.4. Vista lago di Lares, ghiacciaio di Lares e lago proglaciale dal bivacco Corno di Cavento (foto M.Groff, luglio 2009).



Figura 5.5. Vista lago di Lares, ghiacciaio di Lares e lago proglaciale dal bivacco Corno di Cavento (foto M.Groff, luglio 2017).

Grafico – Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

Identificazione della parte attiva del conoide fluvioglaciale di Lares

Un aspetto importante in questo processo di analisi evolutiva è stato quello di individuare e distinguere le parti attive da quelle non attive del conoide fluvioglaciale oggetto di studio. In particolare nell'analisi seguente si è considerata come parte attiva l'area del conoide chiamata durante il processo di digitalizzazione del conoide stesso: area priva di vegetazione. Quest'area si è visto essere caratterizzata dal passaggio del corso d'acqua temporaneo e dal conseguente movimento di sedimenti di varie dimensioni. Quindi come parte attiva si è considerata quella porzione del conoide soggetta ad un forte rimaneggiamento di erosione e sedimentazione.

Da considerare che nel calcolo della superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale sono state omesse quelle piccole porzioni prive di vegetazione che si collocano nelle diverse ortofoto all'interno dell'area chiamata: area conoide vegetata con arbusti e larici. Il motivo è dovuto al fatto che in queste piccole aree prive di vegetazione non vi sono evidenze di un vero e proprio trasporto di sedimenti, ma piuttosto si trovano depositi di massi di grandi dimensioni che rendono difficile lo sviluppo di vegetazione.

Nel 1988 la superficie della parte attiva del conoide assume un valore pari a 2,6 ha, nel 1994 di 2,61 ha, nel 2006 di 2,7 ha, nel 2008 di 2,96 ha, nel 2015 di 3,37 ha e nel 2022 di 1,93 ha.

Dall'osservazione del grafico che relaziona la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares si nota che, fino al 2015, all'aumentare della superficie del lago proglaciale aumenta anche la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale. Questa relazione è ancor più esplicita in corrispondenza dei primi anni 2000 dove ad un rapido incremento della superficie del lago corrisponde un rapido incremento della superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale. Questa correlazione è indice del fatto che, in particolare verso i primi anni 2000, la dinamica del conoide è legata al processo di fusione del ghiacciaio di Lares. La deglaciazione ha infatti favorito la formazione del lago proglaciale, secondo quanto affermato precedentemente, la cui presenza influenza l'attività fluviale e il trasporto di sedimenti nel settore a valle.

Dal 2015 all'attuale si nota invece, come, all'aumentare della superficie del lago proglaciale di Lares, la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale diminuisce. Probabilmente dal 2015 il lago proglaciale raggiunge un valore soglia, una dimensione tale da funzionare come filtro sui sedimenti fluvioglaciali influenzando le dinamiche idrauliche e di trasporto solido. Si tratta di un'ipotesi vista l'assenza di dati batimetrici del lago.

Grafico – Relazione superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio

Nel grafico che relaziona la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale, lago proglaciale di Lares e quota della linea di equilibrio si nota che, fino al 2015, all'aumentare della quota della linea di equilibrio aumenta la superficie del lago proglaciale e la parte attiva del conoide fluvioglaciale.

L'aumento della linea di equilibrio (ELA) implica una fase di forte fusione stagionale, la ELA si alza sufficientemente tanto da portare alla formazione del lago proglaciale. Mentre la linea di equilibrio sale aumenta anche il trasporto solido glaciale che viene portato verso il lago proglaciale. A questo punto per creare la capacità di trasporto di sedimenti al conoide fluvioglaciale è necessario un evento di precipitazione che provochi uno svuotamento molto rapido del lago con quindi un aumento delle portate del torrente che scorre lungo il canale in roccia. Il torrente durante il suo percorso può anche inglobare del materiale presente lungo lo stesso canale in roccia.

Dal 2015 all'attuale si nota invece, come, all'aumentare della quota della linea di equilibrio vi è sempre un aumento di superficie del lago proglaciale mentre la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale diminuisce. In effetti dal 2015, il lago proglaciale, raggiunto un valore soglia, comincia a funzionare da trappola per i sedimenti fluvioglaciali.

Grafico - Relazione precipitazioni, superficie parte attiva del conoide fluvioglaciale e lago proglaciale di Lares

Sono stati realizzati tre diversi grafici che relazionano le precipitazioni con la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e con la superficie del lago proglaciale di Lares. Nel primo grafico si sono considerati i dati della stazione di Pinzolo e si è riportata la precipitazione del mese più piovoso e la media mensile delle precipitazioni, nel secondo grafico si sono sempre considerati i dati della stazione di Pinzolo e si è riportata la precipitazione totale. Nell'ultimo grafico si sono invece trattati i dati della stazione di Tione.

Questi grafici sono forse fra i più esplicativi per lo studio evolutivo del conoide fluvioglaciale, ci aiutano infatti a comprendere meglio la dinamica del conoide nel corso degli anni. La realizzazione di questi grafici racchiude le principali informazioni fin'ora ricavate.

Osservando i dati di precipitazione per quanto riguarda la stazione meteo di Pinzolo si coglie la presenza di periodi piovosi intervallati a periodi relativamente poco piovosi fino al 1960. Dopo l'evento di precipitazione intensa registrato nel 1960 segue un periodo lungo più di dieci anni caratterizzato da precipitazioni modeste con una media mensile delle precipitazioni quasi sempre inferiore ai 100 mm di pioggia. A partire dal 1974 fino al 2000 si registrano nuovamente dei periodi piovosi intervallati da periodi più asciutti. Dal 2000 fino al 2004 la stazione non ha registrato il dato, ma comunque si ha memoria dell'estate calda e asciutta del 2003. Anche il 2006 è stato particolarmente asciutto, dal 2006 fino al 2020 si

tornano a registrare precipitazioni importanti. Per quanto riguarda l'anno in corso 2022, la stazione ha registrato il dato fino a marzo. Anche in assenza di dati si può comunque affermare che la stagione estiva è stata particolarmente asciutta e calda.

Durante la piccola età glaciale, la fronte del ghiacciaio di Lares si collocava lungo il canalone in roccia e il conoide fluvioglaciale oggetto di studio era un conoide proglaciale quindi interessato direttamente dalle acque di fusione del ghiacciaio e presumibilmente alimentato prevalentemente dai sedimenti glaciali. Dalla fine della piccola età glaciale il ghiacciaio di Lares ha subito un'importante fase di ritiro, per quanto riguarda la dinamica del conoide non vi si hanno informazioni fino al 1954, nel 1954 è disponibile il primo volo G.A.I dell'area d'interesse.

Per comprendere meglio la grande attività del conoide nel 1954 si è realizzato il grafico che tratta i dati meteo della stazione di Tione in quanto ha una serie più lunga e continua rispetto alla stazione di Pinzolo. Il grafico che tratta i dati della stazione meteo di Tione suggerisce che l'evento di precipitazione del 1953 è stato il primo intenso dopo un periodo più tranquillo e che quindi potrebbe essere il responsabile della grande attività osservata nel 1954. Nel 1954 la parte attiva del conoide ha una superficie di 3,32 ha. Probabilmente la maggior parte dei sedimenti provengono dal canalone in roccia, allo sbocco del quale si forma il conoide fluvioglaciale oggetto di studio.

La superficie della parte attiva del conoide nel 1973 assume un valore pari a 1,2 ha, è diminuita notevolmente rispetto al 1954 in linea con l'andamento delle precipitazioni. Esiste infatti una relazione tra la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e l'importo medio mensile delle precipitazioni e il singolo evento di precipitazione intensa. Questa variabile climatica è infatti uno dei fattori fondamentali che influenza i processi sedimentari e deposizionali del conoide. In assenza di pioggia vi è uno scarso trasporto di sedimenti e di acqua.

Gli altri aumenti di superficie sembrano essere in fase con i frequenti eventi intensi nel periodo 1975 – 2000. In effetti nel 1988 la superficie della parte attiva del conoide assume un valore pari a 2,6 ha e nel 1994 di 2,61 ha.

A partire dal 2005 si nota un rapido incremento della superficie del lago proglaciale che si è visto essere correlato ad un'importante fase di fusione del ghiacciaio di Lares. In questo periodo è evidente che manca una buona relazione fra gli eventi di precipitazione intensa e la superficie della parte attiva del conoide, in effetti la dinamica del conoide pare essere molto legata alla fusione del ghiacciaio di Lares. Nel 2006 la superficie della parte attiva del conoide assume un valore pari a 2,7 ettari. In questo caso i sedimenti provengono dal ghiacciaio, ma anche dal canalone in roccia.

A seguire si somma alla fase di ritiro del ghiacciaio lo svilupparsi di elevate precipitazioni. Nel 2008 la superficie della parte attiva del conoide assume un valore pari a 2,96 ha e nel 2015 di 3,37 ha. In questa fase si nota il legame fra fusione del ghiacciaio, con il conseguente incremento di superficie del lago proglaciale e lo sviluppo di eventi che provocano un aumento consistente della

superficie della parte attiva del conoide fino a raggiungere nel 2015 la sua massima estensione.

Nel 2022 la superficie della parte attiva del conoide assume un valore pari a 1,93 ha, con una diminuzione notevole rispetto all'anno 2015. Osservando il grafico si nota che l'attività del conoide nel 2022 torna ad essere in linea con l'andamento delle precipitazioni e che quindi probabilmente questo meccanismo risulta ritornare ad essere quello predominante.

Le interpretazioni discusse fin'ora appaiono ben chiare se si osserva il secondo grafico che tratta i dati meteo della stazione di Pinzolo che riporta le precipitazioni totali. In effetti osservando questo grafico si può consolidare e meglio apprezzare le ipotesi fatte. Quindi sulla base dei dati ottenuti si coglie una relazione fra lo sviluppo di precipitazioni e l'attività del conoide fluvioglaciale. La dinamica del conoide risulta quindi essere connessa a questa importante variabile climatica. Entra poi in gioco la fase di fusione del ghiacciaio di Lares che diventa per un breve periodo di tempo il meccanismo predominante di produzione e trasporto di sedimenti e di acqua al conoide. A seguire i due principali meccanismi: presenza di precipitazioni importanti e fase di fusione del ghiacciaio di Lares, concorrono insieme a svolgere un controllo sull'attività del conoide fluvioglaciale, per poi lasciare spazio esclusivamente allo sviluppo di precipitazioni.

6. Conclusioni

Attraverso l'analisi geomorfologica del conoide fluvioglaciale di Lares dalla piccola età glaciale all'attuale si è cercato di interpretare e comprendere come sia mutato l'aspetto del conoide nel corso degli anni individuando i principali processi o eventi che lo hanno caratterizzato.

Per prima cosa si sono recuperate immagini storiche dell'area oggetto di studio, tra cui un ortofoto del 1954 fornita dall'ufficio Sistemi Informativi – Dipartimento Territorio, Ambiente, Energia e Cooperazione della Provincia Autonoma di Trento; un ortofoto del 1973 scaricabile dal portale Geocartografico trentino; un ortofoto del 1988 fornita dal MUSE di Trento; un ortofoto del 1994 scaricabile dal portale Geocartografico trentino; un ortofoto del 2006 fornita dal MUSE di Trento; un ortofoto del 2008 sempre fornita dal MUSE di Trento; un ortofoto del 2015 scaricabile dal portale Geocartografico trentino, si è poi anche utilizzata un'immagine landsat presente sul geoportale Google Earth per il calcolo della superficie del lago proglaciale. Con le ortofoto a disposizione si è lavorato su Qgis digitalizzando le diverse aree individuate, tra cui: un'area vegetata con arbusti e larici, un'area con vegetazione erbacea, un'area con prato umido e un'area priva di vegetazione. Si è messo in evidenza anche il corso d'acqua distinguendo fra un corso d'acqua permanente che scorre lungo il solco vallivo e un corso d'acqua temporaneo che scorre lungo la superficie del conoide. Dove presente si è riportata anche la presenza di una scarpatina in prossimità dell'apice del conoide.

Nel corso della realizzazione della tesi di laurea si è svolto pure un rilievo con drone dell'area d'interesse, l'elaborazione dei dati acquisiti ha permesso di generare un ortofoto relativa all'anno in corso (2022). Anche per quanto riguarda l'ortofoto del 2022 è stato effettuato un processo di digitalizzazione in ambiente GIS.

Si sono poi scaricati dati di precipitazione e di temperatura dal sito meteo trentino della Provincia Autonoma di Trento. Dati di precipitazione dalla stazione meteo di Pinzolo e di Tione e dati di temperatura dalla stazione meteo presente in val di Genova. Questi dati si sono resi utili al fine di comprendere l'evoluzione del conoide fluvioglaciale oggetto di studio.

Si sono, inoltre, resi utili, dati relativi alla superficie del ghiacciaio di Lares e della quota della linea di equilibrio (ELA) ricavati dallo studio effettuato durante la realizzazione della mia tesi triennale dal titolo: "L'evoluzione del ghiacciaio di Lares dal 1973 al 2015".

Il passo successivo è stato quello di identificare la parte attiva del conoide. Per tutte le ortofoto a disposizione la parte attiva coincide con l'area in cui vi è un trasporto di sedimenti e il passaggio del corso d'acqua. Con l'utilizzo del software QGis è stata calcolata la superficie della parte attiva del conoide per le diverse ortofoto.

Interpolando fra di loro i vari dati ottenuti e scaricati è stato possibile tramite l'utilizzo del software Excel realizzare diversi grafici. È stato realizzato un primo grafico che riporta la superficie in percentuale rispetto alla superficie totale delle

diverse aree individuate. Osservando la superficie totale del conoide nei diversi anni è stato possibile affermare che il conoide prograda sui sedimenti della piana alluvionale.

Un secondo grafico che relaziona la temperatura con la superficie del ghiacciaio di Lares dove è evidente che all'aumentare della temperatura aumenta la superficie del ghiacciaio di Lares.

Un terzo grafico che relaziona la temperatura con la superficie del lago proglaciale, è evidente che all'aumentare della temperatura la superficie del lago proglaciale aumenta. Il rapido incremento di superficie del lago proglaciale è connesso all'importante fase di ablazione a cui è soggetto il ghiacciaio di Lares con il conseguente arretramento della fronte e produzione di grandi quantitativi di acqua di fusione.

Un quarto grafico che relaziona la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e il lago proglaciale di Lares. Il grafico mostra come fino al 2015 la superficie della parte attiva del conoide aumenta all'aumentare della superficie del lago proglaciale di Lares. Dal 2015 all'attuale vi è invece una controtendenza fra l'andamento della superficie del lago proglaciale che tende ad aumentare e la superficie della parte attiva del conoide che invece decresce. Probabilmente dal 2015 il lago proglaciale ha raggiunto un valore soglia, una dimensione tale da funzionare come filtro sui sedimenti fluvioglaciali.

Un quinto grafico che relaziona la superficie della parte attiva del conoide, del lago proglaciale di Lares e la quota della linea di equilibrio. La realizzazione di questo grafico ci aiuta a comprendere meglio la formazione del lago proglaciale e mostra che all'aumentare della superficie del lago proglaciale aumenta anche la superficie della parte attiva del conoide. Questa affermazione è valida fino al 2015, dal 2015 all'attuale vi è un cambio di tendenza per quanto riguarda la superficie della parte attiva del conoide che tende a diminuire.

Un sesto e ultimo grafico che relaziona la precipitazione con la superficie della parte attiva del conoide fluvioglaciale e del lago proglaciale di Lares. La realizzazione di questo grafico ci ha permesso di identificare i principali meccanismi e processi che operano sul conoide fluvioglaciale oggetto di studio. In primis lo sviluppo di eventi di precipitazione intensa che svolgono un importante ruolo sul trasporto di sedimenti e sull'attività fluviale al conoide. Si nota, infatti, una relazione fra gli eventi di precipitazione e la superficie della parte attiva del conoide. Contribuisce poi un altro importante processo alla dinamicità del conoide, un processo legato alla fase di fusione del ghiacciaio di Lares. Questa importante fase di ritiro del ghiacciaio diventa un processo predominante sull'attività del conoide a partire dai primi anni 2000. In seguito si somma alla fase di ritiro del ghiacciaio anche la presenza di eventi intensi e frequenti, entrambi concorrono a definire l'attività del conoide. Dal 2015 all'attuale il meccanismo principale che opera sul conoide torna ad essere lo sviluppo di precipitazioni importanti.

È evidente come le precipitazioni siano un fattore rilevante che influenzano fortemente i processi sedimentari e deposizionali del conoide. A questo meccanismo si somma anche l'importante fase di deglaciazione del ghiacciaio di

Lares, in linea con il trend di ritirata dei ghiacciai direttamente connessa al fenomeno dei cambiamenti climatici.

È stata anche realizzata una carta geomorfologica della zona che ci ha aiutato a inquadrare dal punto di vista geomorfologico l'area d'interesse.

Uno dei possibili futuri sviluppi della ricerca potrebbe essere quello di prevedere la dinamicità del conoide tenendo conto dell'impatto dei cambiamenti climatici sul ciclo idrologico. Quindi meno precipitazioni nevose, grande riduzione areale dei ghiacciai, scarsità di acqua nel sottosuolo durante la stagione estiva, meno precipitazioni e temperature elevate in estate.

7. Bibliografia

Adamello foglio 058, scala 1:50.000, APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i servizi Tecnici) Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia, Provincia Autonoma di Trento, ISPRA.

Baroni C. and Carton A., 1996, *Geomorfologia dell'alta val di Genova (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*, Geografia fisica e Dinamica Quaternaria, Comitato glaciologico Italiano, Vol. 19, p. 3 - 17.

Bertoni E. and Casarotto C., 2015, *Estensione dei ghiacciai trentini dalla fine della Piccola Età Glaciale a oggi. Rilevamento sul terreno, digitalizzazione gis e analisi*, MUSE (Museo delle Scienze).

Blair T.C. and McPherson J.G., 1994, *Alluvial fan processes and forms*, in *Abrahams D. and Parsons A.J.*, Geomorphology of Desert Enviroments: London, Chapman & Hall, p. 354-402.

Blair T.C. and McPherson J.G., 1994, *Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages*, Journal of Sedimentary Research, Vol. A64, p. 450 – 489.

Brack P. and Schirolli P., 2003, *Adamello: una finestra sulla camera magmatica*, Monogr. Natura Bresciana, Museo Civ. Sci. Nat. Brescia.

Callegari E., Brack P., 2002, *Geological Map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy) Explanatory notes and legend*, Mem. Sci. Geol., p. 19-49.

Campobasso C., Carton A., Chelli A., D'Orefice M., Dramis F., Graciotti R., Guida D., Pambianchi G., Peduto F. and Pellegrini L., 2018, *Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geomorfologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Carta Geomorfologica d'Italia – 1:50.000. Progetto CARG: modifiche ed integrazioni al quaderno N.4/1994, Servizio Geologico d'Italia – ISPRA, Associazione italiana di geografia fisica e geomorfologia – AiGeo, Consiglio nazionale dei geologi – CNG, Quaderni serie III, V. 13, Fascicolo 1.

Carta di sintesi della pericolosità, Protezione Civile Provincia Autonoma di Trento (PAT); *Ghiacciai e Piccola Età Glaciale (PEG)*,

[online] disponibile a:

<<https://patn.maps.arcgis.com/apps/webappviewer/index.html?id=0bd213973cae4a3eb7ac72cbf040b7dc>>

[Ultimo accesso 6 Agosto 2022].

Castiglioni G.B., 1961, *I depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali postwürmiani*, Società Cooperativa Tipografica: Padova, Vol. XXIII, pag. 74-75.

Dal Piaz G.V., Brack P., Baroni C., Carton A., Nardin M., Pennacchioni G. con la collaborazione di Bollettinari G. et al., 2008, *NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000 foglio 058 MONTE ADAMELLO*, APAT (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi

Tecnici) Dipartimento difesa del suolo, Provincia autonoma di Trento Servizio Geologico.

Dal Piaz G.V., Brack P., Pennacchioni G., Carton A., Pellegrini G.B. con la collaborazione di Bollettinari G. et al., 2008, *Carta geologica Monte*

Frei C., Calanca P., Schär C., Wanner H., Schädler B., et al., 2007, *Climate Change and Switzerland 2050 Expected Impacts on Environment, Society and Economy*, OcCC/ ProClim: Bern.

Gasparini P., Rizzo M., De Natale F., 2014, *Manuale di fotointerpretazione per la classificazione delle unità di campionamento di prima fase*. Inventario Nazionale delle Foreste e dei Serbatoi Forestali di Carbonio. INFC2015 - Terzo inventario forestale nazionale, Consiglio per la Ricerca e la sperimentazione in Agricoltura, Unità di Ricerca per il Monitoraggio e la Pianificazione Forestale (CRA-MPF); Corpo Forestale dello Stato, Ministero per le Politiche Agricole, Alimentari e Forestali, 64 pp.

Groff M., 2020, *L'evoluzione del ghiacciaio di Lares dal 1973 al 2015*, tesi di laurea triennale, Dipartimento di geoscienze, Università degli studi di Padova.

Iverson R.M., 1997, *The physics of debris flows*, Reviews of Geophysics, American Geophysical Union, p. 245 -296.

Meteored, *Come e quando si origina il vento Föhn*, [online] disponibile a: < <https://www.ilmeteo.net/notizie/scienza/effetto-fohn.html>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].

Meteotrentino – Stazioni meteorologiche, *Stazione di Pinzolo (760 m s.l.m.) T0175*, [online] disponibile a: <<http://storico.meteotrentino.it/web.htm?ppbm=T0175&rs&1&df>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].

Meteotrentino – Stazioni meteorologiche, *Stazione di Tione (533 m s.l.m.) T0179*, [online] disponibile a: <<http://storico.meteotrentino.it/web.htm?ppbm=T0179&rs&1&df>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].

Meteotrentino – Stazioni meteorologiche, *Stazione della Val di Genna (O.P. Enel) (900 m s.l.m.) T0166*, [online] disponibile a: < <http://storico.meteotrentino.it/web.htm?ppbm=T0166&rs&1&df>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].

Monegato G., Ravazzi C., 2018, *The late Pleistocene multifold glaciation in the Alps: updates and open questions*, Alpine and Mediterranean Quaternary, Vol.31, p. 225 – 229.

MUSE (Museo delle Scienze): Trento, *ortofoto 1988*.

MUSE (Museo delle Scienze): Trento, *ortofoto 2006*.

MUSE (Museo delle Scienze): Trento, *ortofoto 2008*.

Orombelli G., Ravazzi C. and Cita M.B., 2005, *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*, Il Quaternario, p. 147 – 155.

- Portale Geocartografico Trentino, *Ortofoto 1973*, [online] disponibile a: <<https://siat.provincia.tn.it/stem/>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].
- Portale Geocartografico Trentino, *Ortofoto 1994*, [online] disponibile a: <<https://siat.provincia.tn.it/stem/>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].
- Portale Geocartografico Trentino, *Ortofoto 2015*, [online] disponibile a: <<https://siat.provincia.tn.it/stem/>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].
- Portale Geocartografico Trentino, *CTP (Carta Tecnica Provinciale) 2020 tavola 058080*, [online] disponibile a: <<https://siat.provincia.tn.it/stem/>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].
- Portale Geocartografico Trentino, *Soleggiamento 315 Lidar PAT – DTM 2014*, [online] disponibile a: <<https://siat.provincia.tn.it/stem/>> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].
- Ricci Lucchi F., 1980, *Sedimentologia parte III ambienti sedimentari e facies*, Clueb, Vol.3.
- Sutton T., Athan T., Koy K., Raga F., et al., 2022, *QGIS Desktop 3.16 User Guide*, QGIS Project.
- Tenore D., *Modulo 4 Foglio Elettronico Excel 2007*, Le piccole guide per un facile sapere.
- Ufficio Sistemi Informativi – Dipartimento del Territorio, Ambiente, Energia e Cooperazione (Provincia autonoma di Trento), *ortofoto 1954 – MUSE, IGM e PAT*.
- WebGIS Provincia Autonoma di Trento, *Ghiacciai (aggiornamento 2015)*, [online] disponibile a: <https://webgis.provincia.tn.it/wgt/?lang=it&topic=8&bgLayer=orto2015&layers=ammcom,ghiacciai_2015,fotointer&layers_visibility=false,true,false&X=5111368.10&Y=625943.36&zoom=4&catalogNodes=40> [Ultimo accesso 6 Agosto 2022].
- Zanoner T., Carton A., Seppi R., Carturan L., Baroni C., Salvatore M. C., Zumiani M., 2017, *Little Ice Age mapping as a tool for identifying hazard in the paraglacial environment: The case study of Trentino (Eastern Italian Alps)*, *Geomorphology*, Elsevier, p. 551 – 562.

*Grazie mami, grazie papi
per tutte le cose che avete fatto e che fate per me.
Grazie care sorelle
per il vostro aiuto e il vostro forte sostegno.
Siete la cosa più preziosa che ho.*

*Grazie Lucia, grazie Alessandro
per essermi stati vicini,
per le belle parole di incoraggiamento
che mi hanno aiutata a sostenere e ad affrontare
un esame dopo l'altro.
Siete un grande punto di riferimento.*

*Grazie a tutti coloro
che durante il mio periodo a Padova
mi hanno fatto sentire a casa.
Siete la mia fortuna.*

*Grazie a chi mi ha pensata
e mi ha regalato una parola di conforto.
Siete e sarete sempre presenti nel mio cuore.*